F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

66

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

L 033457 Vol: 21 (1976)

GEOLOGIE

TOMUL 21
1976

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil :

Academician DAN GIUȘCĂ

Redactor responsabil adjunct :

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri :

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NECULAI MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. BUJOR ALMĂJAN, prof. DAN RĂDULESCU, dr. POMPILIU ȘOIGAN

Secretar de redacție :

Dr. N. ANASTASIU

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM, Serviciul Export-Import, Presă, Calea Griviței nr. 64—66, P.O.B. 2001, telex 011226, București, România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie".

Toute commande de l'étranger sera adressée à ILEXIM, Departement d'Exportation-Importation, Presse, Calea Griviței 64—66, P.O.B. 2001, telex 011226, Bucarest, Roumanie. ou à ses representants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE – GEOLOGIE,
Calea Victoriei nr. 125
București 22
tel. 50.76.80/123

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei 125
București, sectorul 1,
tel. 50.76.80

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

ORSZÁGOS SZÉCHÉNYI KÖNYVTÁR DOKUMENTÁCIÓS OSZTÁLY

GEOLOGIE

Tomul 21 1976

SUMAR

D. GIUŞCĂ, CECILIA VASILIU, ALEXANDRINA MEDEŞAN, CONSTANŢA UDRESCU, Formaţiunea feruginoasă carelianã din Dobrogea 3

D. GIUŞCĂ, I. MÂRZA, Mineralizări de contact în dolomitele cristaline din Valea Ierii (Munţii Apuseni). 21

D. GIUŞCĂ, I. BERBELEAC, C. LAZĂR, I. ÎNTORSUREANU, Zonalitatea metamorfismului hidrometasomatic şi a metalogenezei laramice în regiunea Brusturi — Luncşoara (Munţii Bihor) 31

D. PARASCHIV, M. CRISTIAN, Asupra rolului factorului geotermic în formarea zăcămintelor de hidrocarburi în România 45

OVIDIU BOLGIU, VASILE MANILICI, Aplicarea metodei dilatometrice la determinarea temperaturii de cristalizare a mineralelor şi rocilor 53

H. SAVU, CONSTANŢA UDRESCU, Distribuţia La, Y şi Yb în intruziunile granitoide din partea estică a autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali) 65

MARIN ŞECLĂMAN, VIRGIL ARSENESCU, Unele observaţii asupra albitizării granitoidelor din Parîng 77

ION PREDA, Fauna de amoniţi din toarcianul de la Roşia (Munţii Pădurea Craiului 85

DAN GRIGORESCU, NICOLAE ANASTASIU, Constituenţii clastici grosieri ai depozitelor cretacice din unitatea şisturilor negre; semnificaţie sedimentologică 95

NOTE

IOSIF IMREH, ILIE HUICĂ, Studiul cristalografic al celestinei de la Valea Sării (judeţul Vrancea) 103

MARIAN PELIN, Asupra jurasicului superior de la izvoarele pîrîului Hăghimaş (Carpaţii Orientali) 113

DENISA LUPU, Inocerami din turonianul şi coniacianul de la Bretelin (stratele de Deva) 131

IOAN PAPAIANOPOL, Genul *Zamphiridacna* în ponţianul mediu (portaferrian) din Muntenia 143

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE — GEOLOGIE, T. 21, P. 1—154, BUCUREŞTI, 1976

FORMAȚIUNEA FERUGINOASĂ CARELIANĂ DIN DOBROGEA

DE

Acad. DAN GIUȘCĂ, CECILIA VASILIU, ALEXANDRINA MEDEȘAN, CONSTANȚA UDRESCU

În urma descoperirii anomaliei magnetice de la Palazu Mare, au fost executate 20 de foraje cu adîncimi pînă la 1 450 m. O primă notă asupra formațiunilor interceptate a fost publicată în 1961 (V. Ianovici, D. Giușcă). În alte două note au fost descrise xylotilul ferifer și oxysaponitul ferifer (D. Giușcă 1971, 1972), minerale secundare întîlnite în formațiunea feruginoasă. Determinările de vîrstă absolută a mineralelor din pegmatitele subasementului migmatic al formațiunii feruginoase au dus la concluzia că vîrsta acesteia din urmă este de 1 700—1 800 mil. ani, corespunzînd seriei de Krivoi Rog (D. Giușcă și colab., 1967). Într-un raport al Institutului geologic sînt cercetate caracterele chimice ale principalelor roci întîlnite în forajul 5 001 și se dă o primă indicație asupra genezei formațiunii feruginoase. În raportul din 1958, L. Predica expune rezultatele obținute de I.S.E.M. În 1974 E. Mihu prezintă coloana stratigrafică și imaginea unei structuri sinclinale a formațiunii feruginoase, puternic faliată.

Structura pusă în evidență este caracterizată prin cădere generală în trepte spre vest, ceea ce aduce, la suprafața de eroziune prejurasică, migmatitele precareliene, formațiunea feruginoasă carelianăși cuvertura sa de micașisturi, precum și șisturile verzi rifeene-cambriene. Formațiunea feruginoasă este debitată în felii sau pene ce arată denivelări apreciabile (E. Mihu).

Formațiunea feruginoasă este cunoscută la Palazu Mare într-o arie restrînsă și este limitată la două pachete separate printr-o fîșie de micașisturi, aceleași ce alcătuesc acoperișul formațiunii. Lateral este mărginită prin falii și vine în contact fie cu fundamentul său migmatic, fie cu șisturile verzi. Anomalia magnetică este dată de blocul cercetat cu foraje, a cărui proiecție corespunde oarecum izogamei 1 200. Formațiunea feruginoasă repauzează direct peste complexul migmatic de gnaise oculare precarelic. Grosimea sa actuală este de 400—500 m.

Faciesul metamorfismului este al amfibolitelor. Nicăieri nu s-a semnalat prezența hyperstenului. În complexul de micașisturi cu almandin al cuverturii, sillimanitul este frecvent și adesea asociat cu andaluzit. Prezența andaluzitului indică condiții de metamorfism de adîncime mai redusă decît cea proprie metamorfismului barovian. Sillimanitul se poate forma în aceste cazuri la temperaturi mai reduse, chiar în condițiile de temperatură corespunzătoare formării staurolitului. Ținînd seama de

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21. P. 3—20, BUCUREȘTI, 1976

absența cordieritului, de poziția punctului triplu prezentată de Richardson (1969), de formarea almandinului chiar la presiuni de 3 kb, de prezența piroxenilor în formația feruginoasă, estimăm P∼4—5kb și T∼600°C.

Structura ritmică a rocilor de la Palazu Mare, cu variații pînă la lamine submilimetrice, este caracteristică formațiunilor feruginoase de tipul „Lacul Superior", de largă dezvoltare, distincte de așa-zisele„iron stones", cu extindere mult mai redusă. Extinderea modestă a șisturilor de la Palazu Mare pare a fi datorită compartimentării și eroziunii prejurasice.

Din prezentările recente ale zăcămintelor foarte vechi din scutul ucrainean (A.J. Tugarinov și colab., 1973; N.P. Semenenko, 1973), singura care corespunde situației de la Palazu Mare este formația de Krivoi Rog, concluzie sprijinită și de datele de vîrstă absolută. În vederile noastre, Palazu Mare ar reprezenta extremitatea sudică a geosinclinalului de la Krivoi Rog, posibil deplasat spre vest, impreună cu întreg pintenul valah.

În șisturile feruginoase au fost întîlnite următoarele minerale primare: cuarț, oligist, magnetit, antofilit cummingtonit, hornblendă, ferosalit, almandin, grandit, biotit, dolomit, ankerit și calcit. Nu dispunem deocamdată de analize ale acestor minerale; este însă util de a preciza pe cît este posibil alcătuirea unora din ele din analizele totale existente (tabelul nr. 1).

Chimismul piroxenilor poate fi calculat cu aproximație satisfăcătoare din analiza dolomitului cu piroxen (11) și a calcarului cu piroxen și grandit (3). Compozițiile obținute

$$Ca_{1.92}Mg_{0.88}(Fe, Mn)_{1.14}(Na, K)_{0.06}[(Si, Al)_4O_{12}]$$

$$Ca_{2.00}Mg_{0.68}(Fe, Mn)_{1.36}[Si_4O_{12}]$$

se corelează bine cu unele analize de ferosalit, dealtfel în acord cu datele optice $\sphericalangle c \cdot \gamma = 43°$, $\delta = 0{,}025$.

Chimismul amfibolilor calcici de culoare verde a fost calculat din analiza ce corespunde paragenezei sale cu magnetit și dolomit (9):

$$(K_{0.07}Ca_{2.00})(Mg_{2.93}Fe_{1.46}Mn_{0.18}Al_{0.89})[Si_{7.04}Al_{0.96}O_{22}](OH)_2$$

Din proba 1 a rezultat, calculînd întreaga cantitate de alumină în hornblendă slab colorată (γ — verde, β — verde palid, α — galben palid):

$$(K, Na)_{0.50}Ca_{2.00}(Mg_{2.50}(Fe, Mn)_{1.50}Fe^{III}_{0.50}Al_{0.50})[Si_{6.5}Al_{1.5}O_{22}](OH)_2$$

Rezultă că acest amfibol este o hornblendă săracă sau în general lipsită de alcalii. Pentru hornblenda verde-albastră (γ — verde, β — albastru, α — gălbui), asociată cu magnetit și almandin (1), s-a dovedit necesară introducerea unei proporții mai mari de fier trivalent în pozițiile de coordonare octaedrică, obținîndu-se formula:

$$Ca_{2.00}(Mg_{2.32}(Fe, Mn)_{1.42}Fe^{III}_{1.18})[Si_{6.22}Al_{1.18}O_{22}](OH)_2$$

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a șisturilor cristaline provenite din forajul 5001

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	53,96	37,21	20,52	65,40	62,34	56,07	45,38	59,65	50,15	45,18	35,99	59,86	71,28
TiO_2	0,04	0,10	0,07	0,63	0,70	0,07	0,37	0,24	0,03	0,18	0,11	0,04	0,15
Al_2O_3	2,43	5,34	2,54	17,76	21,67	3,33	7,10	9,50	2,66	8,24	2,18	1,18	14,32
Fe_2O_3	20,75	26,32	2,70	0,83	0,77	18,75	5,32	2,08	23,70	4,86	5,23	10,89	0,55
FeO	11,37	15,55	8,10	1,96	1,74	1,16	9,74	17,46	13,61	26,38	11,50	20,63	0,86
MnO	1,12	1,88	1,49	0,04	0,01	0,58	0,46	0,48	0,36	1,62	1,28	0,83	0,05
MgO	3,33	5,83	2,44	2,28	1,95	4,64	6,09	6,12	3,69	8,23	9,55	4,75	1,54
CaO	4,45	6,81	36,95	0,22	—	2,88	0,87	1,00	3,67	2,29	20,78	0,37	1,76
Na_2O	0,16	0,27	0,15	0,13	0,12	0,06	0,15			0,06	0,22	0,03	2,42
K_2O	0,34	0,32	0,10	8,53	4,67	0,06	0,92	1,24	0,06	0,86	0,14	0,09	4,45
P_2O_5	0,02	0,03	0,03	0,06	0,06	0,03	0,08	0,06	0,02	0,14	0,02	0,04	0,05
S	0,04	0,02	0,47	0,17	0,13	—	0,02	0,15	0,04	—	—	0,03	0,04
CO_2	1,25	—	24,37	—	—	1,11	—	—	0,84	—	11,23	—	1,28
H_2O+	0,31	0,50	0,48	0,60	2,08	0,83	2,97	1,73	0,73	1,95	1,79	0,98	1,43
Total	99,57	100,18	100,41	99,61	99,66	99,56	99,47	99,72	99,56	100,00	100,11	99,72	100,18

Analiști: Cecilia Vasiliu, Alexandrina Medeșan.

1, m 847 șist cu hornblendă și magnetit; *2*, m 859 șist cu hornblendă și magnetit; *3*, m 902 calcar cu ferosalit și grandit; *4*, m 926 paragnais micaceu cu microclin; *5*, m 1111 micașist cu sillimanit; *6*, m 1121 șist cu hornblendă și magnetit; *7*, m 1167 șist cu cummingtonit, biotit și almandin; *8*, m 1245 micașist cu almandin și cummingtonit; *9*, m 1258 șist cu hornblendă și magnetit; *10*, m 1352 șist cu cummingtonit, biotit și almandin; *11*, m 1356 dolomit cu ferosalit; *12*, m 1371 șist cu cummingtonit și magnetit; *13*, m 1417 gnais granitic.

În alcătuirea șisturilor feruginoase un component important este cummingtonitul. Se prezintă în prisme, mai rar în fibre, este incolor, iar unghiul de extincție $\measuredangle c \cdot \gamma$ variază între 17 și 18°. Într-un caz s-a determinat $\beta = 1{,}66$, corespunzînd la 66% componentă feriferă. Din analiza probelor de la adîncimile de 1 166, 1 245, 1 351 și 1 370 m s-a calculat compoziția cummingtonitului din aceste roci, rezultînd o variație a componentei ferifere între 56 și 68%.

Pentru calculul conținutului în biotit verde-măsliniu (a) s-a luat în considerare formula

$$K(Mg_2Fe)[Si_3AlO_{10}](OH)_2$$

Pentru biotitul brun-roșcat (7) a fost necesar să se accepte o compoziție mai bogată în fier și mai complicată, și anume :

$$K_{1,00}(Mg_{1,00}Fe^{II}_{1,33}Ti_{0,17}Al_{0,33})[(Si_{2,50}Al_{1,50})O_{10}](OH)_2$$

Pentru almandin corelația s-a obținut în mod satisfăcător prin formula

$$(Fe, Mn)_2(Mg, Ca)_{1,0}Al_{2,0}[SiO_4]_3,$$

participarea calciului variind între 0 și 0,2 ; compoziția granatului calcic din proba de la m 901 este redată de

$$Ca_3Al_{1,19}Fe_{0,81}[SiO_4]_3$$

Cu aceste date, ținînd seama de analizele chimice (tabelul nr. 1) și de mineralele identificate în fiecare probă, s-a calculat compoziția mineralogică a 10 roci reprezentative, provenind din forajul 5 001 (tabelul nr. 2). Trei din acestea aparțin grupului cuarț-magnetit, iar cinci grupului cuarț-silicați. Două sînt roci carbonitice cu conținut redus în fier.

Rocile formațiunii feruginoase prezintă unele particularități chimice care se reflectă în compoziția lor mineralogică. Almandinul, biotitul și hornblenda atestă prezența aluminei în cantități apreciabile în majoritatea rocilor analizate (2,4—9,5% Al_2O_3) ; biotitul reflectă în plus și conținuturi apreciabile de oxid de potasiu. Micașisturile cu almandin, șisturile cu hornblendă și cummingtonit bogate în almandin sugerează instalarea unor condiții favorabile depunerii de silicați aluminoși, iar conținuturile apreciabile de calciu (pînă la 6,8% CaO) indică prezența carbonaților calcici în depozitele originale.

Gradul intens de metamorfism ne lipsește de posibilitatea de a detecta prezența carbonaților de fier în sedimente feruginoase slab metamorfozate, dar care persistă în unele cazuri pînă la nivelul subfaciesului cu staurolit și disten. În regiunile clasice, carbonații de fier joacă un rol esențial în compoziția nămolurilor feruginoase, așa cum a arătat H. James (1966) și C. Klein (1966) pentru zăcămintele din scutul candian și A.J. Tugarinov și colab. (1973) pentru zăcămintele de la Krivoi Rog.

În depozitele originale ale zăcămintelor de fier se găsesc oxizi de fier, silicați de fier, carbonați de fier și pirită, a căror dezvoltare este

Tabelul nr. 2

Compoziția mineralogică a șisturilor formațiunii feruginoase

1		2		3	
cuarț	42,6	cuarț	9,0	ferosalit	26,0
magnetit	28,9	magnetit	30,8	grandit	16,4
ferosalit	5,6	hornblendă	51,8	calcit	56,7
hornblendă	21,3	almandin	5,8	pirit	0,9
dolomit	2,6	albit	2,6		
4		7		8	
cuarț	42,9	cuarț	9,0	cuarț	36,4
magnetit	26,9	magnetit	7,2	magnetit	3,2
hornblendă	17,5	cummingtonit	47,8	cummingtonit	12,1
clorit sec.	11,3	almandin	24,6	almandin	36,8
ankerit sec.	2,4	biotit	11,5	biotit	11,1
				pirit	0,3
9		10		11	
cuarț	38,5	cuarț	6,1	cuarț	6,1
magnetit	34,5	magnetit	7,1	magnetit	7,8
hornblendă	25,0	cummingtonit	46,0	ferosalit	62,3
dolomit	2,0	almandin	31,3	dolomit	23,8
		biotit	9,7		
		12			
		cuarț	36,3		
		magnetit	16,1		
		cummingtonit	43,1		
		almandin	4,5		

hotărîtă de condițiile de oxido-reducere ale mediului, ceea ce antrenează o zonalitate marcată în succesiunea depozitelor, zonalitate care însă nu se observă mai niciodată în totalitate. J a m e s (1954) a deosebit faciesul de oxizi de fier cu subfaciesurile hematitului și magnetitului, faciesul silicaților, faciesul carbonaților și faciesul sulfurii de fier. S-a dovedit că magnetitul este un component important al sedimentelor feruginoase; acesta se poate asocia cu silicați și carbonați de fier, ținînd seama de cîmpul larg de stabilitate a acestor minerale. În sedimente au fost identificați hidroxizi de fier, magnetit, sideroză greenalit, pirită. Prin diageneză sau metamorfism incipient au loc modificări mineralogice importante ale silicaților; se formează minnesotait și stilpnomelan. Cloritele sînt foarte răspîndite în depozitele paleozoice și mezozoice, dar sînt rare în depozitele precambriene. În cazul de față ar putea lua naștere din silicații de aluminiu în mediul ferifer de depunere.

Ne găsim la Palazu Mare preponderent într-o zonă intermediară în care s-au depus magnetit, carbonați și probabil, într-o măsură greu de apreciat, silicați de fier. Mai precis, sînt larg reprezentate subfaciesul magnetitului și faciesul carbonaților, în care silicații de fier pot fi de asemenea prezenți. Cu totul local au fost observate cuarțite cu oligist în forajul 5 005, dar pe o grosime mai importantă în forajul 5 009 și de asemenea în forajul 5 016. Aceste trei foraje se găsesc pe un aliniament longitudinal. În forajul 5 009 oligistul se găsește asociat cu magnetit și antofilit. Nu se observă transformarea sa în magnetit sau martitizarea acestuia din urmă. Ele coexistă deci în condiții de echilibru.

Un argument important pentru dezvoltarea extensivă a carbonaților de fier în depozitele originale din care a derivat formațiunea feruginoasă de la Krivoi Rog a fost adus de A.J. Tugarinov (1973). După acest autor, absența sau conținuturile extrem de reduse ale elementelor minore sînt un indicator prețios al prezenței carbonaților, minerale care nu rețin aceste elemente. Pentru Palazu Mare (tabelul nr. 3), conținuturile sînt frapant de reduse în rocile formațiunii feruginoase, în comparație

Tabelul nr. 3

Elemente minore (ppm) în șisturile cristaline provenite din forajul 5001

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cu	39	21	55	17,5		19	15	44	20		28	19	62
Pb			30	118	63			18		10			22
Sn				12	5								
Ni	23	32		51	84	28	67	43	20	545	25	26	
Co				16	20								
V				45	133		37	26					
Cr				94	180		37	26					
Zr	40	48	50	300	113		59	63		75	116		65
Ba	274	215	203	862	533		210	330		203	223	205	930
P	90	130	130	260	260	130	350	260	90	90	600	260	220

Analist: Constanța Udrescu.

cu micașisturile cu sillimanit asociate. Face excepție Cu care depășește de 2—3 ori conținuturile detectate în micașisturi. Șisturile în a căror componență originală se găsesc minerale potasice (probele 8, 9 și 13) au conținut sporit de Ni, Cr etc.

Probele 8 și 9 au de asemenea conținut apreciabil de V, element ce nu a fost detectat în celelalte probe. Prezența unui material detritogen argilos în sedimentele feruginoase se trădează astfel și prin conținuturi ceva mai ridicate de Ni, Cr, V etc. Conținuturile de fosfor ale șisturilor feruginoase sînt de asemenea reduse (40—350 ppm) la nivelul cunoscut pentru formațiunile feruginoase asemănătoare din Canada și Ucraina, în contrast cu formațiunile de tip „iron stone".

Studiind formațiunea Wambush din Labrador, C. Klein (1966) a ajuns la concluzia că oxigenul s-a comportat în timpul metamorfismului ca un component inert, conservîndu-se starea de oxidare a sedimentului original diagenizat. Și din observațiile noastre este rezonabil să admitem că magnetitul din șisturile feruginoase de la Palazu Mare derivă prin recristalizarea magnetitului sedimentar, fapt ce pare evident în cazul metacherturilor cu magnetit.

Șisturile cummingtonitice (56—68% grunerit) ar putea deriva din sedimente cu silicați și carbonați de fier sau chiar din cherturi sideritice, dovedind în acest caz mobilitatea completă a CO_2. Magnetitul din șisturile cummingtonitice ar corespunde magnetitului sedimentar și nu ar rezulta prin descompunerea sideritului și oxidare parțială. Unele din șisturile commingtonitice conțin chiar peste 30% almandin. Pentru com-

poziția originală a unor astfel de roci se pot propune două variante, fie chert cu siderit, magnetit și clorit (bavalit?), fie chert cu siderit, magnetit și caolinit.

$$\text{clorit} + SiO_2 \rightarrow \text{almandin} + H_2O$$

$$\text{siderit} + \text{caolinit} \rightarrow \text{almandin} + CO_2 + H_2O$$

Cloritele sînt în general străine formațiunilor feruginoase precambriene. Au fost totuși semnalate în mai multe cazuri, citate de H. J a m e s (1966). Cloritele pot lua naștere în mîlurile feruginoase contaminate cu material detritic argilos, prin reacția silicaților de aluminiu cu ionul feros.

Dezvoltarea considerabilă a șisturilor cu hornblendă dovedește că precipitarea carbonatului de calciu a fost în aceste cazuri posibilă. Dacă șisturile cummingtonitice pot proveni din cherturi sideritice (sideroplessit-pistomesit), formarea hornblendelor este legată de cherturi carbonatice mai complexe în care pistomesitul se asociază cu dolomit. Au fost observate în numeroase cazuri alternanțe de lamine cu hornblendă, cu cummingtonit sau cu ambele minerale, indicînd sedimentarea de cherturi carbonatice cu compoziție variabilă. Și în aceste cazuri nu poate fi exclusă participarea silicaților de fier. Magnetitul se poate asocia ca un component independent.

Almandinul atinge de asemenea concentrații ridicate în unele din aceste roci amfibolice, datorită depunerii caolinitului sau formării diagenetice a cloritului, deci în esență tot din aportul argilos.

În stiva șisturilor feruginoase se întîlnesc și rare intercalații de calcare și dolomite cu silicați, marcînd episoade în care depunerea carbonatului de calciu a fost deosebit de activă. Îndeosebi ankeritele impurificate cu silice au dat dolomite cu ferosalit, iar calcarele magneziene impure calcare cristaline cu ferosalit și grandit.

Microritmurile ce corespund șisturilor piroxenice derivă fără îndoială în mod analog din cherturi ankeritice, astfel că premisele adoptate permit să întrevedem formarea rocilor de la Palazu Mare prin metamorfismul unei stive de cherturi sideritice, dolomitice, ankeritice sau mixte, cu un conținut în silicați de fier imposibil de apreciat, în care depunerile diferențiate se pot succeda cu grosimi extrem de reduse. Astfel:

chert pistomesitic	șist cummingtonitic
chert mixt cu pistomesit și dolomit	șist cu cummingtonit și hornblendă
ankerit impurificat cu chert	șist cu hornblendă
	șist cu hornblendă și ferosalit
	dolomit cu ferosalit și grandit

în ordinea creșterii conținutului de dolomit sau ankerit. De fapt, amfibolul calcic ar trebui să fie feroactinolit, dar impurificarea generală cu material argilos este responsabilă de formarea hornblendei. În ipoteza formării șisturilor cu hornblendă din silicați feriferi, aluminiul ar proveni din aceștia. În funcție de depunerea concomitentă a magnetitului și a aportului mai

abundent de material detritic, mineralelor menționate se pot asocia magnetit, almandin și biotit.

Pe diagrama în numere de atomi $Ca/Mg + Fe^{II} + Mn$ (fig. 1) — cu excluderea fierului din magnetit — dolomitul cu salit corespunde unei compoziții originale ankeritice : $\alpha = Ca/Mg + Fe^{II} + Mn = 1$. Șisturile

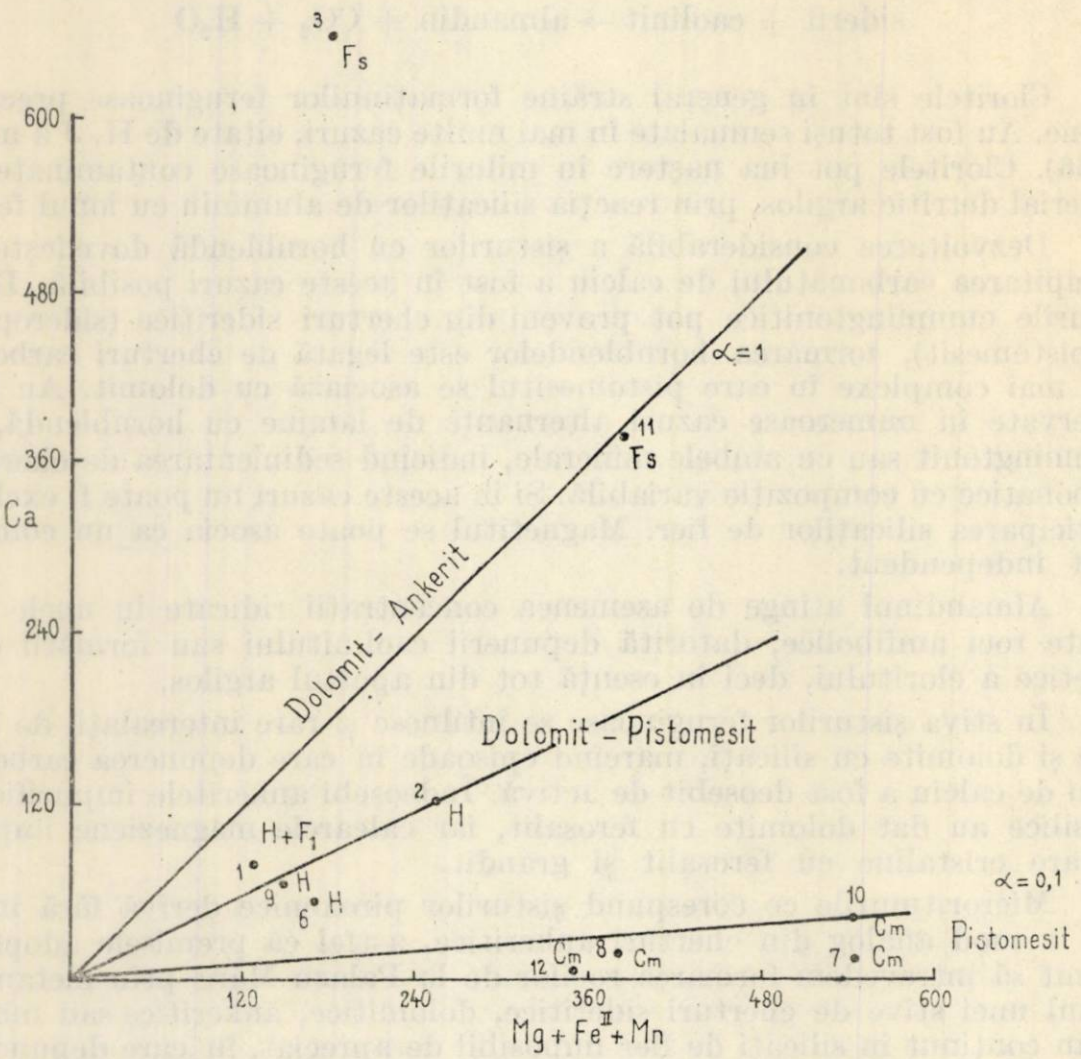


Fig. 1. — Diagrama $Ca/Mg + Fe^{II} + Mn$ (numere de atomi).

cummingtonitice se proiectează sub linia $\alpha = 0,1$, reprezentînd compoziția originală sideritică (sideroplesit-pistomesit) eventual cu silicați de fier. Rocile cu hornblendă se proiectează în spațiul intermediar, justificînd derivarea lor din chert cu dolomit sau ankerit și siderit, așa cum s-a admis mai înainte.

Diagrama Mg/Fe^{II} (fig. 2) aduce precizări. Fe^{II} luat în considerare este fierul în exces asupra Fe^{II} din magnetit. Șisturile cu hornblendă (1, 2, 6, 9) precum și dolomitul cu ferosalit (11) arată un raport Mg/Fe oscilînd în jurul valorii 2. Valori cu totul distincte, între 2/3 și 1/3, arată rocile cummingtonitice 7, 8, 10 și 12, precum și calcarul feromagnezian (3). În ipoteza acceptată a unor cherturi carbonatice, pentru acestea din urmă carbonatul este pistomesit.

În diagrama Al/Mg + Fe^{II} (fig. 3), proiecțiile au distribuție neregulată, cu valori mai ridicate ale aluminiului pentru rocile cu biotit 7, 8 și 10. În această din urmă privință, diagrama Al/K (fig. 4) este instructivă, arătînd o creștere cvasiliniară rapidă a aluminiului cu conținutul

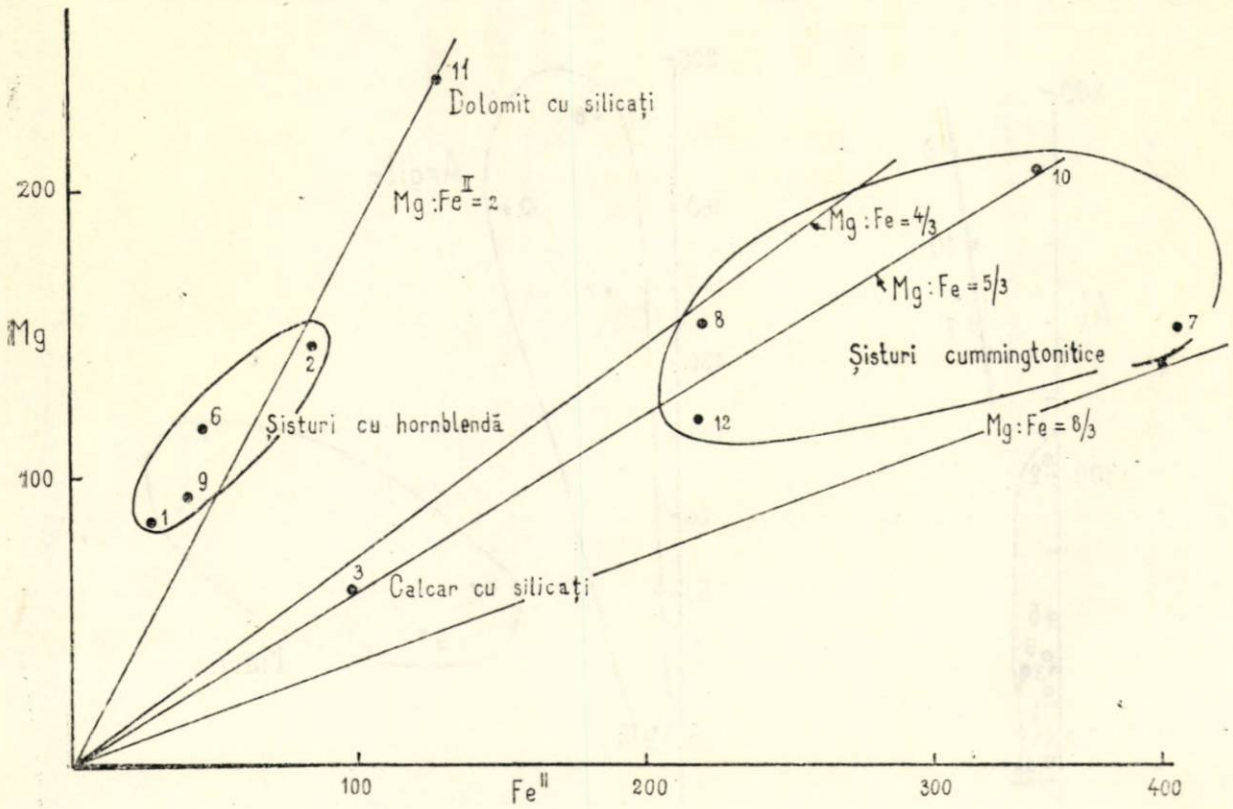


Fig. 2. — Diagrama Mg/Fe^{II} (numere de atomi).

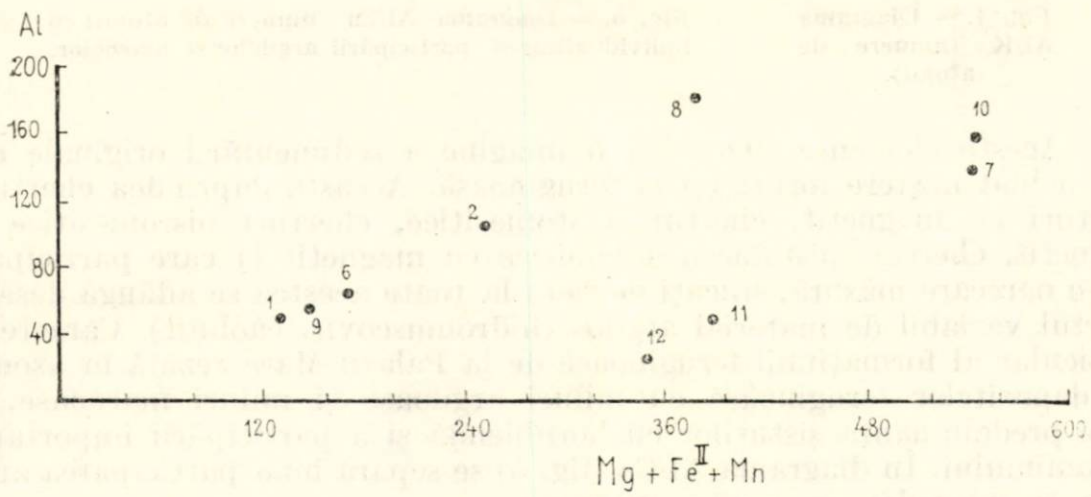


Fig. 3. — Diagrama Al/Mg + Fe^{II} + Mn (numere de atomi).

în potasiu. Parte din aluminiu este deci legat în minerale argiloase potasice. Prezența aluminiului în majoritatea rocilor, în conținuturi independente de Mg + Fe^{II} + Mn, nu lasă decît concluzia că este prezent și

un alt mineral argilos de tip caolinitic. Aceste două substanțe ar fi principalii purtători ai aluminei în sedimentele originale. Alt purtător potențial ar fi cloritul, fără a se observa însă, așa cum ar fi de așteptat, o corelare între Al și Fe^{II} decît pentru șisturile cu hornblendă sau Al și Mg. Prezența sa eventuală ar fi mai degrabă locală și de natură diagenetică.

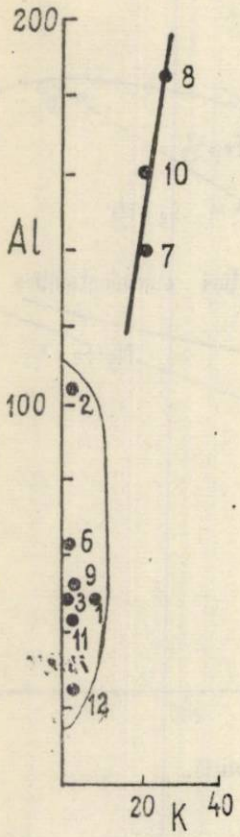


Fig. 4. — Diagrama Al/K (numere de atomi).

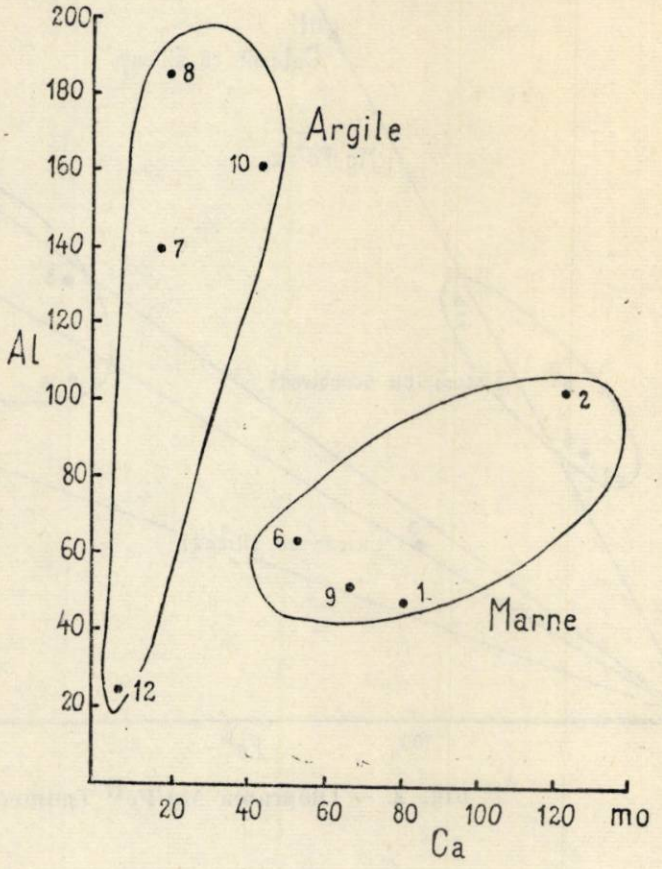


Fig. 5. — Diagrama Al/Ca (numere de atomi) cu individualizarea participării argilelor și marnelor.

Aceste elemente sugerează o imagine a sedimentării originale din care a luat naștere formațiunea feruginoasă. Aceasta cuprindea cherturi, cherturi cu magnetit, cherturi pistomesitice, cherturi pistomesitice cu magnetit, cherturi pistomesit-dolomitice cu magnetit la care participau, într-o oarecare măsură, silicați de fier ; la toate acestea se adăuga deseori aportul variabil de material argilos (hidromuscovit, caolinit). Caracterul particular al formațiunii feruginoase de la Palazu Mare rezidă în asociația depozitelor feruginoase cu mîluri argiloase și mîluri marnoase, de unde predominanța șisturilor cu hornblendă și a participării importante a aluminiului. În diagrama Al/Ca (fig. 5) se separă bine participarea argilelor și marnelor în rocile analizate.

Astfel, condițiile esențiale pentru dezvoltarea unei formațiuni feruginoase normale, reținerea calciului în soluție și absența unui material clastic nu au fost decît parțial realizate la Palazu Mare.

Pe teritoriul restrîns cercetat este de semnalat paucitatea manganului în rocile formațiunii feruginoase.

Sedimentele feruginoase aparțin în marea lor majoritate subfaciesului cu magnetit și faciesului carbonaților. Subfaciesul hematitului este reprezentat numai local în zona mediană a zăcămîntului.

Șisturile formațiunii feruginoase pot fi grupate în asociații corespunzătoare complexității chimice crescînde. Au fost observate asociațiile

I. $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$

1. cuarț
2. cuarț-oligist
3. cuarț-magnetit
4. cuarț-oligist-magnetit
5. cuarț-antofilit-oligist
6. cuarț-cummingtonit-magnetit ($\pm$calcit)

II. $MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$

7. cuarț-cummingtonit-almandin
8. cuarț-cummingtonit-almandin-magnetit

III. $K_2O-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$

9. cuarț-biotit-almandin
10. cuarț-biotit-almandin-magnetit
11. cuarț-biotit-cummingtonit
12. cuarț-biotit-cummingtonit-magnetit
13. cuarț-biotit-cummingtonit-almandin
14. cuarț-biotit-cummingtonit-almandin-magnetit

IV. $CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$

15. cuarț-cummingtonit-hornblendă-magnetit ;
16. cuarț-hornblendă-magnetit-calcit
17. cuarț-hornblendă-ferosalit-magnetit$\pm$calcit
18. cuarț-ferosalit-magnetit$\pm$calcit
19. dolomit-ferosalit
20. dolomit-ferosalit-grandit
21. calcit-ferosalit-hornblendă-grandit
22. cuarț-cummingtonit-hornblendă-almandin
23. cuarț-cummingtonit-hornblendă-almandin-magnetit
24. cuarț-hornblendă-almandin-magnetit
25. cuarț-ferosalit-hornblendă-almandin-magnetit
26. cuarț-ferosalit-almandin-magnetit

V. $K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$

27. cuarț-biotit-cummingtonit-hornblendă
28. cuarț-biotit-cummingtonit-hornblendă-magnetit
29. cuarț-biotit-hornblendă-magnetit

30. cuarț-biotit-cummingtonit-hornblendă-almandin
31. cuarț-biotit-cummingtonit-hornblendă-almandin-magnetit
32. cuarț-biotit-hornblendă-almandin
33. cuarț-biotit-hornblendă-almandin-magnetit
34. cuarț-biotit-ferosalit-hornblendă-almandin-magnetit

Asociația ferosalit-cummingtonit-hornblendă nu se realizează datorită reacției posibile între ferosalit și cummingtonit în prezența silicaților de aluminiu.

În condițiile metamorfismului intens este de presupus că toate asociațiile observate reprezintă stări de echilibru. Nu au fost observate transformări care să indice reacții pe cale de realizare, exceptînd bineînțeles frecventele transformări sub acțiunea valului de soluții care au invadat mai tîrziu întreaga stivă de șisturi cristaline. Această problemă va fi tratată mai tîrziu.

Cu simplificările inerente acestei prezentări, care nu ține seama de eventuale minerale silicatate în depozitul original cu excepția asociațiilor 2,4,5 care corespund subfaciesului hematitului și a asociațiilor 19, 20, 21 care corespund la calcare și dolomite impure, celelalte roci care rezultă din sedimentele bogate în silice din subfaciesul magnetitului și faciesul carbonaților pot fi corelate astfel :

chert pistomesitic cu magnetit	asociația 6
chert pistomesitic ± magnetit cu argilă	asociațiile 7—14
chert pistomesitic ± magnetit cu marne	asociațiile 15—18 și 22—34

În descrierea petrografică care va face obiectul unei alte note, se vor examina și relațiile structurale menite a atrage atenția asupra insuficienței acestui punct de plecare, de înțeles însă într-o problemă de complexitate a genezei zăcămintelor de fier. Menționăm astfel asociația intimă dintre magnetit și almandin, uneori sub formă nodulară ; această concreștere ar putea fi explicată prin transformarea unor granule de clorit.

În succesiunea formațiunii feruginoase se găsesc intercalații de calcare și dolomite cu silicați, fapt care atestă condiții favorabile de formare a acestor minerale. În acord cu concluziile generale ale autorilor menționați mai înainte, accentuăm ca foarte probabilă larga prezență a carbonaților în depozitele sedimentare. Acestea ar fi în parte cherturi feruginoase alcătuite din chert, magnetit, silicați (?) și carbonați de fier, cu adaus de dolomit și componente argiloase, de fapt o formațiune feruginoasă impurificată cu sedimente clastice argilo-marnoase sub forma unui amestec intim sau a unei alternanțe de cherturi sideritice și magnetitice cu sedimente argilo-marnoase. Acest punct de vedere este exemplificat și în compoziția microritmurilor, a căror grosime scade la dimensiuni submilimetrce. Să examinăm cîteva cazuri observate la nivelul unei secțiuni subțiri.

Sonda 5 002

cuarț-cummingtonit-magnetit
cuarț-biotit-magnetit
cuarț-cummingtonit-almandin-magnetit
cuarț-cummingtonit-biotit-mgnnetit
chert-pistomesit-magnetit-silicați de fier
chert-magnetit-pistomesit-hidromice
chert-pistomesit-caolinit-magnetit
chert-pistomesit-hidromice-magnetit

Sonda 5 002

cuarț-cummingtonit	chert-pistomesit
cuarț-cummingtonit-magnetit	chert-pistomesit-magnetit
cuarț-cummingtonit-almandin-magnetit	chert-pistomesit-caolinit-magnetit
cuarț-cummingtonit-hornblendă-almandin-magnetit	chert-pistomesit-magnetit-dolomit-caolinit
cuarț-hornblendă-magnetit	chert-pistomesit-magnetit-dolomit-caolinit
cuarț-magnetit	chert-magnetit

Sonda 5 005

cuarț-ferosalit-magnetit	chert-magnetit-ankerit
cuarț-magnetit	chert-magnetit
cuarț-ferosalit-magnetit	chert-magnetit-ankerit

Sonda 5 017

cuarț-hornblendă-biotit	chert-pistomesit-dolomit-hidromuscovit
cuarț-cummingtonit-almandin-biotit	chert-pistomesit-caolinit-hidromuscovit
cuarț-cummingtonit-hornblendă	chert-pistomesit-dolomit-caolinit
cuarț-cummingtonit	chert-pistomesit
cuarț-hornblendă-magnetit	chert-magnetit-pistomesit-dolomit-caolinit
cuarț-cummingtonit-hornblendă-magnetit	chert-pistomesit-magnetit-dolomit-caolinit

A.J. Tugarinov și colab. (1973) consideră că formațiunea feruginoasă de la Krivoi Rog constă în două elemente ritmice : chert și intercalații de argilă-minereu ; acesta din urmă este diferențiat de fapt în două subelemente — pelite și carbonați de fier și magneziu. Pelitele sînt formate din argile sau din marne feromagneziene. Autorii consideră mai departe că intercalațiile de chert cuarțos reprezintă o componentă independentă a formațiunii. Acest punct de vedere este exprimat și de Krauskopf, care admite că chertul este un depozit de origine biogenă, format în condițiile dezvoltării organismelor silicioase pe seama suspensiunii de silice de natură vulcanică, și deci nelegat direct de depunerea celorlalte componente. Această ipoteză se situează pe linia interpretării formațiunilor feruginoase precambriene ca depuneri vulcano-sedimentare.

Pe baza considerațiilor expuse s-au calculat componentele carbonatice inițiale ale șisturilor analizate (tabelul nr. 4). Șisturile cummingtonitice 7, 8, 10 și 12 derivă din cherturi pistomesitice, în parte impurificate cu argilă, iar șisturile cu hornblendă 1, 2 și 9 din cherturi pistomesitice și marne dolomitice care nu erau neapărat în echilibru.

În cristalinul carelian se disting la Palazu Mare două unități (fig. 6) : unitatea superioară și formațiunea feruginoasă. Unitatea superioară este alcătuită din micașisturi grafitoase, micașisturi cu almandin, andaluzit și sillimanit. Efecte de retromorfism se vădesc prin decolorarea și cloritizarea biotitului, sericitizarea andaluzitului și sillimanitului. În partea inferioară a unității superioare se găsesc intercalații de cuarțite, cuarțite cummingtonitice, cuarțite cu magnetit, învederînd reinstalarea temporară a condițiilor de formare a depozitelor feruginoase.

Formațiunea feruginoasă are o grosime de circa 500 m. Alcătuită preponderent din metacherturi, metacherturi cu magnetit, șisturi amfibolice cu magnetit, este separată în două ritmuri prin o fîșie de micașisturi

grafitoase și micașisturi cu andaluzit și sillimanit. Dintre nivelele de roci carbonatice cu silicați menționăm fîșiile de calcare situate în vecinătatea fîșiei de micașisturi și un orizont de dolomite care pare să aibă o largă extensiune în zona bazală a formațiunii feruginoase, fiind întîlnit în son-

Tabelul nr. 4

Compoziția carbonaților sedimentogeni și proporția moleculară relativă

11	100 %	$Ca\ (Mg_{0,62}Mn_{0,05}Fe_{0,35})(CO_3)_2$
3	100 %	$(Ca_{0,78}Mg_{0,07}Mn_{0,03}Fe_{0,12}).CO_3$
1	64 %	$CaMg(CO_3)_2$
	36 %	$(Fe_{0,61}Mn_{0,32}Mg_{0,07}).CO_3$
2	59 %	$CaMg(CO_3)_2$
	41 %	$(Fe_{0,50}Mn_{0,25}Mg_{0,25}).CO_3$
9	49 %	$CaMg(CO_3)_2$
	51 %	$(Fe_{0,57}Mn_{0,07}Mg_{0,36})CO_3$
7	100 %	$(Fe_{0,69}Mn_{0,01}Mg_{0,27}Ca_{0,03}).CO_3$
8	100 %	$(Fe_{0,55}Mn_{0,02}Mg_{0,39}Ca_{0,04}).CO_3$
10	100 %	$(Fe_{0,55}Mn_{0,04}Mg_{0,34}Ca_{0,07}).CO_3$
12	100 %	$(Fe_{0,61}Mn_{0,03}Mg_{0,34}Ca_{0,02}).CO_3$

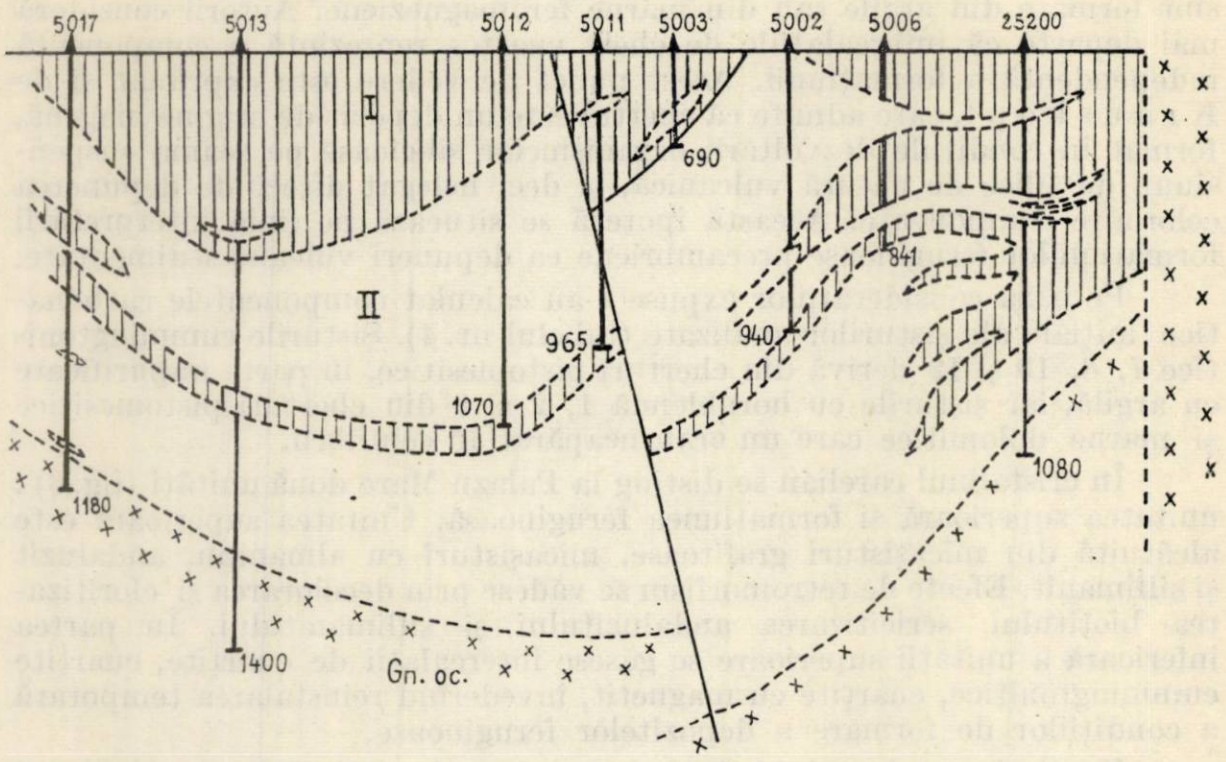


Fig. 6. — Model structural al formațiunii feruginoase. *Gn. oc.*, gnaise oculare precareliene; cristalinul carelian: *I*, unitatea superioară; *II*, formațiunea feruginoasă. *ș. verzi*, șisturi verzi rifeene-cambriene.

dele ce au înaintat pînă în fundamentul precarelian (5 001, 5 013, 5 017, 25 200).

În zona vestică, situația este mai puțin clară, datorită dezvoltării largi a metapelitelor argiloase în sondele 5 006 și 25 200 (fig. 6), în paralel cu reducerea circa la 60 m a grosimii formațiunii feruginoase în

Tabelul 5

Conținuturile de fier comparativ în magnetit și silicați

Proba	Fe în magnetit	Fe în silicați	% Fe în magnetit
1	22,0	1,6	93
2	22,6	4,5	83
6	19,8	2,2	90
7	5,1	21,0	17
9	25,4	2,3	90
10	5,0	18,8	21
12	11,8	12,2	49

sonda cea mai estică. Este de remarcat și intercalarea din ce în ce mai densă a șisturilor feruginoase în acest complex. S-ar părea că fîșia mediană de micașisturi se lărgește spre est în condițiile unei îndințări de faciesuri. Fără a subestima importanța fracturilor care au fragmentat complexul cristalin și au înlesnit transformări variate printr-o activă circulație de soluții, prezentăm tentativa de a reda raporturile structurale în cristalinul carelian prin cutarea depozitelor și schimbarea treptată de facies (fig. 6 și 7). Profilele spre nord și spre sud indică o dezvoltare mai largă a formațiunii feruginoase, fără să dispunem deocamdată de elemente pentru concretizarea unui model.

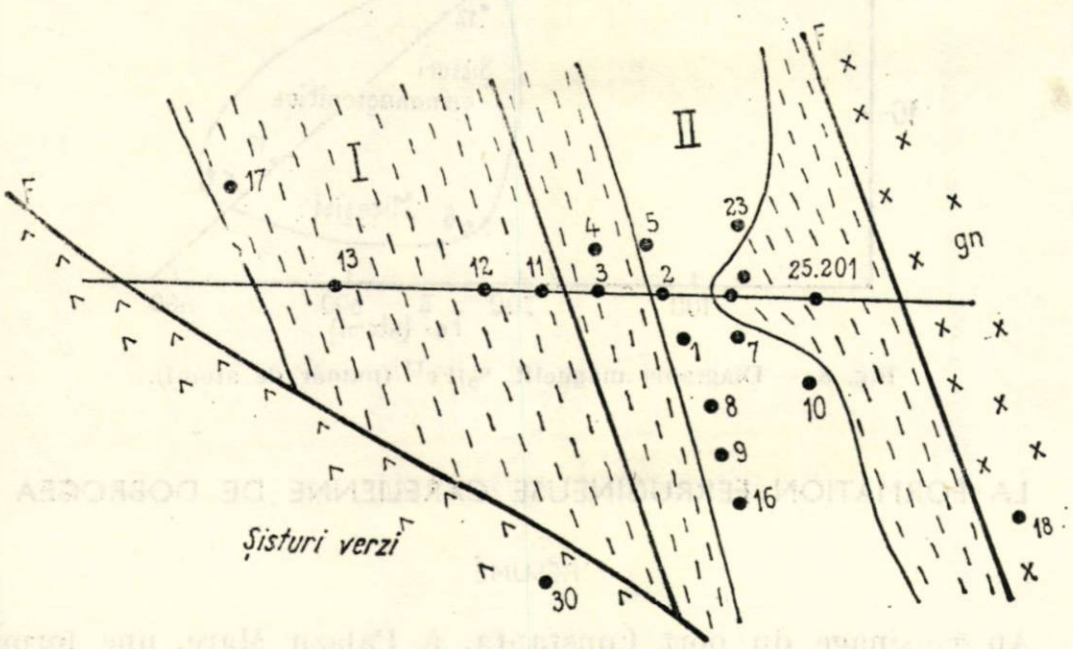


Fig. 7. — Schiță geologică la nivelul suprafeței de eroziune prejurasice (după E. M i h u, modificat). Legenda la figura 6.

Subasementul formaţiunii feruginoase este alcătuit din felurite gnaise, cu predominanţa gnaiselor oculare.

Atît condiţiile de sedimentare care au favorizat depunerea calciului şi aluminiului în mîlurile feruginoase, cît şi condiţiile drastice de metamorfism cărora se datoreşte transformarea cvasiintegrală a carbonaţilor, au avut drept rezultat ca magnetitul să rămînă singurul compus de fier recuperabil, fapt care diminuează valoarea economică a şisturilor feruginoase de la Palazu Mare în raport cu conţinutul lor total de fier. Analizele ne dau o imagine informativă a acestei situaţii pentru rocile cu peste 20% Fe, iar diagrama magnetit $\%/Fe^{II}$ din silicaţi (fig. 8) ilustrează conţinuturile mai reduse de magnetit în şisturile cummingtonitice.

În afară de analizele chimice comentate, prezenta notă are la bază examenul a o mie de secţiuni subţiri în rocile provenite din 15 puţuri de foraj. Dificultatea de a realiza la timpul său cartarea carotelor restrînge fără îndoială informaţia obţinută.

Mulţumim tov. Claudia Constantinescu pentru desenarea figurilor, iar tov. C. Benone pentru ajutorul entuziast la alegerea probelor din carote.

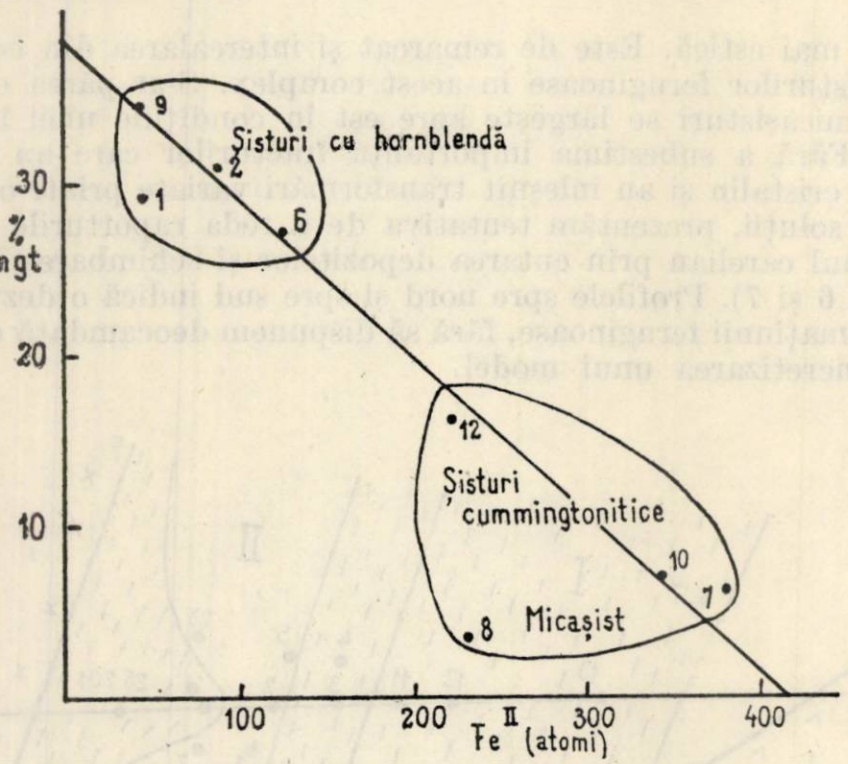


Fig. 8. — Diagrama magnetit $\%/Fe^{II}$ (număr de atomi).

LA FORMATION FERRUGINEUSE CARELIENNE DE DOBROGEA

RÉSUMÉ

Au voisinage du port Constanţa, à Palazu Mare, une formation ferrugineuse carélienne a été explorée par forages. Cette formation se trouve à une profondeur de 550 m, au-dessous des calcaires jurassiques.

Son épaisseur atteint 500 m. La structure générale est caracterisés par affaissement en échelons vers l'ouest, ce qui a entraîné à la surface d'érosion préjurassique les migmatites précaréliennes, la formation ferrugineuse et sa couverture de micaschistes à andalousite et sillimanite ainsi que les schistes verts d'age riféen-cambrien inférieur.

Le cristallin carélien est métamorphisé dans le faciès des amphibolites. Sa texture finement rubanée est propre aux gisements précambriens du type Lac Supérieur. Les minéraux des schistes ferrugineux sont : quartz, oligiste, magnétite, antophyllitte, cummingtonite, hornblende, ferrosalite, almandin, grandite, biotite, dolomite, ankérite et calcite. A partir des analyses totales (tableau 1), on a calculé la composition de la ferrosalite, de la hornblende, de la cummingtonite et de la grandite. On a estimé aussi la composition de la biotite et de l'almandin. Ayant ces données, on peut savoir la composition minéralogique des schistes représentatifs (tableau 2).

On a considéré l'oxygène comme inerte et, en conséquence, la magnétite simplement récristallisée. Les schistes sont extrêmement pauvres en éléments trace (tableau 3), un argument pour soutenir le caractère carbonatique des sédiments ferrugineux originels. D'ailleurs, dans la formation ferrugineuse se trouvent plusieurs niveaux de calcaires et dolomies à silicates, dérivés des calcaires et ankérites.

En conclusion, on a considéré que les schistes ferrugineux dérivent des cherts à magnétite on à carbonates ferrugineux, mélangés à des matériaux détritiques argileux ou bien marneux, ce qui explique d'une façon satisfaisante la formation des nombreuses associations observées ; les conclusions sont étayées par l'analyse des diagrammes (figs. 1—5).

C'est à partir de ces considérations que l'on a calculé la composition des carbonates de fer (pistomésites et ankérites) originaux (tableau 4).

En tenant compte des fréquentes intercalations de schistes ferrugineux et de l'amincissement considérable de celles-ci vers l'est, on a proposé un modèle structural pour expliquer ces faits par interpénétration des faciès, entre la formation ferrugineuse et les micaschistes associés.

BIBLIOGRAFIE

Giușcă D. (1971), *Le xylotile dans la formation ferrugineuse de Palazu Mare (Dobrudja)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **15**, *2*, 139—147.

— (1972), *La saponite ferrifère dans la formation ferrugineuse de Palazu Mare (Dobrudja)*, Rev. roum. Géol., Géophys, Géogr., Série de Géologie, **16**, *1*, 3—10.

Giușcă D., Ianovici V., Mînzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena (1967), *Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul orogenului Carpatic.*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*, 287—296.

Gross G. A. (1973), *The depositional environement of principal types of Precambrian iron-formations*, Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, U.N.E.S.C.O., Paris.

Ianovici V., Giușcă D. (1961), *New data on the crystalline basement of the Moldavian Plateau and of Dobrudja*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **5**, *1*, 3—10.

James H. (1966), *Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. Data of Geochemistry*, Geol. Surv. Prof. Pap. W 1—W60.

Klein C. jr. (1966), *Mineralogy and Petrology of the matemorphice Wabush Iron Formation, Southwestern Labrador*, Jour. Petr., **7**, *2*.

MELNIK Y. P., SIROSHTAN R. J. (1973), *Physico-chemical conditions of the metamorphism of the cherty-iron rocks*, Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, U.N. E.S.C.O., Paris.

MIHU E. (1974), *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a zăcământului de minereu de fier de la Palazu Mare*, Rev. Min.

SEMENENKO N. P. (1973), *The iron-chert formations of the Ukrainian Shield*, Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, U.N.E.S.C.O., Paris.

STANTON R. L. (1972), *Ore petrology*, Mc. Graw Hill Book Company.

TUGARINOV A. J., BERGMAN J. A., GAVRILOVA L. K. (1973), *The facial nature of the Kriwoyrog iron formations*, Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, U.N.E.S.C.O., Paris.

Primit în redacție la 1 decembrie 1975

Academia Republicii Socialiste România
și
Institutul de geologie și geofizică

MINERALIZĂRI DE CONTACT ÎN DOLOMITELE CRISTALINE DIN VALEA IERII (MUNȚII APUSENI)

DE

Acad. DAN GIUȘCĂ, IOAN MÂRZA

Una dintre caracteristicile petrografice-stratigrafice ale seriei de Baia de Arieș (cristalinul de Gilău) este prezența intercalațiilor de calcare și dolomite cristaline în cuprinsul micașisturilor și gnaiselor cu granați care domină conținutul litologic al seriei. În culmea Trascăului și pe valea Ierii, lamele de calcare marmoreene, unele dintre ele cu chimism dolomitic, au constituit obiectul unor exploatări la zi (valea Ierii, valea Rimetea, cariera Ocolișel-Buru).

Dolomitele cristaline din cariera de pe valea Ierii, avale de satul Surduc (pl. I, fig. 1), încastrate micașisturilor biotitice cu granați și gnaiselor microblastice, sînt străbătute de corpuri filoniene dioritice ce provoacă atît o mineralizare de contact, cît și o manifestare hidrotermală. Filoanele dioritice, probabil apofizele unei intruziuni magmatice, au dimensiuni reduse (zeci de metri lungime, maximum 8 m grosime) și sînt dispuse solitar în masa dolomitelor, frecvent după direcția generală N 10—20° E/90—90° SE, uneori aproape E—V. Grosimea variază în cuprinsul aceluiași filon, prezentînd neregularități și strangulări; magmatitul conține numeroase enclave de dolomite, avînd dimensiuni decimetrice sau metrice (pl. I, fig. 2,3).

Dolomitele marmoreene de pe valea Ierii au culoare albă și structură megaheteroblastică (0,15 × 0,30 mm la 1 × 1,5 mm), asemănîndu-se sub acest raport dolomitelor cristaline de la Răzoare (Munții Preluca). Chimismul rocii corespunde compoziției dolomitice (tabelul nr. 1); prezența fierului bivalent se manifestă și prin apariția unui mic efect endoterm la 780—800°C (fig. 1).

Dioritul are culoare cenușie cu nuanțe tot mai închise pe măsura îmbogățirii în hornblendă sub efectul reacției cu roca carbonatică în momentul intruziunii. Textura variază de la masivă la slab șistoasă, iar structura este microgranulară; megascopic se distinge hornblendă, plagioclaz, biotit și granat roz. Dioritul proaspăt, mai puțin contaminat cu minerale rezultate prin asimilarea dolomitului, prezintă structură hipidiomorf granulară și textură aproape masivă (pl. 1, fig. 4). Atît macroscopic cît mai ales în secțiuni subțiri, se remarcă participarea variabilă a diferiților componenți și distribuția neuniformă, subliniind caracterul hibrid al rocii. Asociația cuprinde plagioclaz cu chimism intermediar și hornblendă brună, mai rar cuarț, față de care biotitul, granatul, rutilul, apatitul, zirconul apar cu totul subordonat. Cristalele de andezin maclate după legea albitului sînt de regulă xenomorfe și conțin 35—40 An%; suprafața cristalelor este proaspătă și numai rareori se recunoaște un stadiu incipient de transformare în sericit sau caolinit și mai rar în epidot-zoizit.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE ,T. 21, P. 21—29, BUCUREȘTI, 1976

Important de semnalat pentru stabilirea succesiunii este prezența feldspatului ca incluziune, atît în hornblendă cît și în granat și, apoi rolul de gazdă ce-l are feldspatul pentru apatit și zircon. Hornblenda slab pleo-

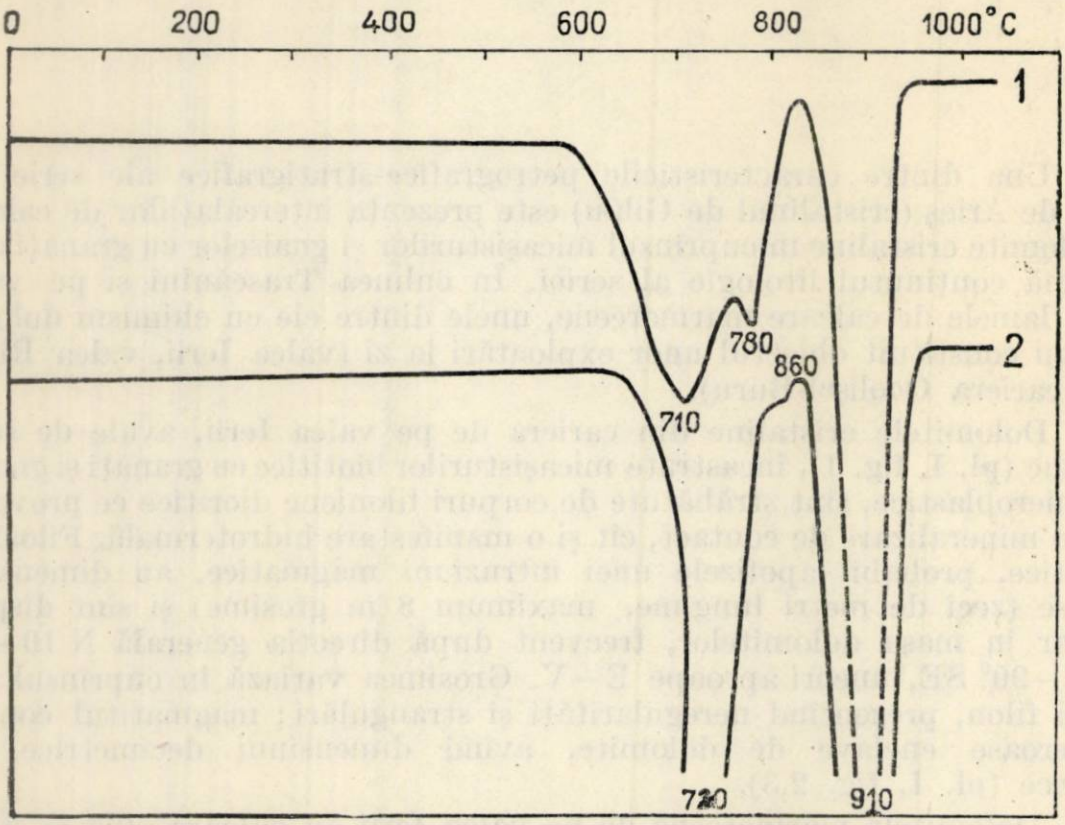


Fig. 1. — Curbe termice diferențiale : *1*, dolomit ankeritic (proba 1067) ; *2*, dolomit slab ankeritic (proba 1123).

Tabelul nr. 1

Chimismul dioritului și dolomitului cristalin *

Roca / Oxizi	Diorit (Valea Ierii)	Dolomit cristalin (Valea Ierii)
SiO_2	48,00	11,1
TiO_2	1,01	—
Al_2O_3	17,61	—
Fe_2O_3	5,00	—
FeO	3,62	0,50
MnO	0,14	—
MgO	8,56	21,16
CaO	11,22	30,84
Na_2O	2,83	—
K_2O	0,69	—
P_2O_5	0,11	—
P.c.	1,99	46,39
Total	100,78	100,0

* Analist : Ecaterina Jakab

croică urmează cantitativ plagioclazului, apărînd în cristale dezvoltate (0,18 × 1,2 mm) xenomorfe, mai rar idiomorfe. La microscop se remarcă starea proaspătă a hornblendei ; alterarea în prehnit, biotit și limonit se

observă rar; ca incluziuni conține feldspat, magnetit, titanit și rutil. În concreștere cu hornblenda apar cristale scheletiforme de diopsid. Împreună cu biotitul, hornblenda se concentrează adesea ca aureolă în jurul granulelor de granați. Biotitul se remarcă atît în calitate de component primar cu lamelele intens pleocroice, bine conturate cristalografic și răspîndite în toată masa rocii, cît și ca mineral secundar xenomorf, evidențiind relații clare de formare pe seama hornblendei; alterarea biotitului în clorit se observă foarte rar și afectează numai parțial lamelele.

Pleiada mineralelor accesorii (magmatice) este reprezentată de apatit inclus în feldspat, de zircon conținut în biotit și relativ frecvent rutil, titanit, ilmenit și magnetit. Granulele de ilmenit, adesea cu sîmbure de rutil, sînt înconjurate cu o coroană de leucoxen (fig. 2). Granatul este numai parțial conturat de fețe cristalografice și conține din abundență incluziuni de plagioclaz, hornblendă, biotit, cuarț, rutil și calcit, de unde reiese formarea sa tardivă prin reacția magmei cu dolomitul (pl. II, fig. 5). Granații se concentrează de regulă într-o anumită zonă din apropierea contactului cu dolomitul, așa cum rezultă din figura 3.

Din cele descrise se constată o asociație magmatică primară (plagioclaz — hornblendă — biotit — (cuarț) — apatit — zircon — magnetit — titanit), căreia i se adaugă hornblendă brună (II) și granat calcic ca principali componenți de asimilare și, în sfîrșit, minerale formate într-o fază hidrotermală suprapusă, fie ca depuneri pe fisuri (sulfuri, calcit, tremolit-actinot, talc, clorit, cuarț-calcedonie), fie ca produse de transformare ale mineralelor preexistente (spre exemplu, granații sînt antrenați în procesul de alterare pînă la substituirea totală cu un agregat fin de culoare verzuie, format din clorit, sericit, epidot-zoizit și actinot, în cuprinsul căruia rămîn ca relicte netransformate incluziunile de feldspați, rutil etc.).

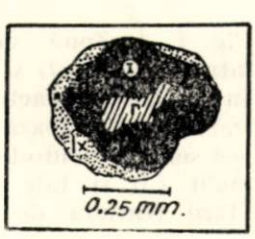


Fig. 2. — Component accesoriu în diorit, cu relații de transformare: *r*, rutil; *i*, ilmenit; *lx*, leucoxen.

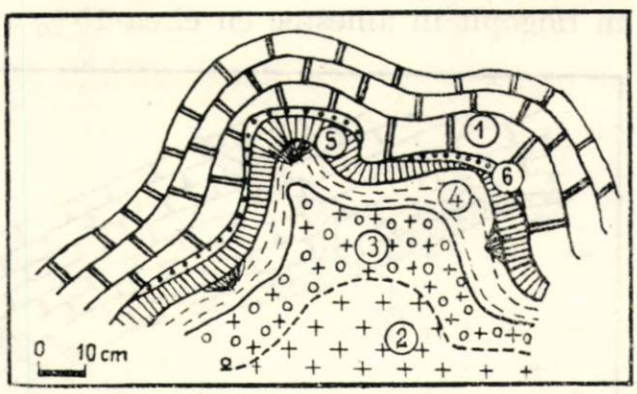


Fig. 3. — Zonalitatea produselor de reacție la contact cu dioritul: *1*, dolomit cristalin; *2*, diorit; *3*, diorit cu granați; *4*, hornblendit, local cu flogopit (hașuri radiare); *5*, tremolit; *6*, talc. Valea Ierii (cariera de dolomit).

După conținutul în oxizi (tabelul nr. 1), roca cel mai puțin transformată mineralogic corespunde unui chimism gabbroic, modificat prin valoarea mai ridicată a oxizilor de calciu și magneziu, reflectînd chimismul unui produs hibrid, bazificat prin asimilarea carbonatului de către topitura magmatică. Analiza mineralogică sugerează, pe bază de structură

și compoziție primară, un magmatit dioritic îmbogățit, prin reacție cu dolomitul, în granați și îndeosebi hornblendă brună, avînd ca efect bazificarea rocii și formarea hornblenditului în zona de contact (pl. II, fig. 6). Pe teren se remarcă o zonalitate în dispunerea mineralelor de reacție, după cum urmează: de la dioritul mai puțin afectat se trece la diorit bogat în granați, urmat de hornblendit, local cu flogopit, de la care se face tranziție la o zonă cu tremolit, aceasta fie că vine în contact direct cu marmura dolomitică, fie că este separată de-o fîșie (1—3 cm grosime) de talc (fig. 3).

Studiul microscopic scoate în relief prezența unei parageneze de contact magmatic în dolomitele din imediata apropiere a dioritului și în enclave, cuprinzînd forsterit, chondrodit, flogopit, puțin diopsid, în asociație cu minerale hidrotermale: tremolit, talc, serpentin, brucit, epidot-zoizit. Forsteritul apare extrem de rar în stare proaspătă, de regulă este integral transformat în serpentin (crisotil — antigorit — serpofit) — rezultînd oficalcit —, recunoscut la microscop după forma granulară sau scurt prismatică a pseudomorfozelor (0,4 × 0,6 mm), răspîndite în masa dolomitului (pl. II, fig. 7,8; pl. III, fig. 9). Chondroditul se prezintă în cristale granulare izometrice (0,40 × 0,45 mm Ø cristalele mai dezvoltate), incolore, cu pleocroism gălbui abia perceptibil, contur net, relief ridicat și culoare de interferență foarte scăzută, clivaj bun, adesea ca macle simple (pl. III, fig. 10). Ca produs de transformare se remarcă de asemenea trecerea sa în serpentin; desigur, precizarea suportului serpentinizat (forsterit sau chondrodit) este ezitantă. Flogopitul se întîlnește în cristale izolate (pl. III, fig. 11) și frecvent concentrat în cuiburi; cristalele sînt foarte pure, lipsite de incluziuni, cu excepția unor granule de calcit pe care le conține, iar pleocroismul variază de la incolor la brun-gălbui. Urmărind raportul dintre reflexul d/n 1,5379 (tabelul nr. 2) și valoarea lui Ng în curbele date de W.A. Deer și colab. (1962), rezultă un flogopit în amestec cu circa 15% annit, deci un flogopit sărac în fier.

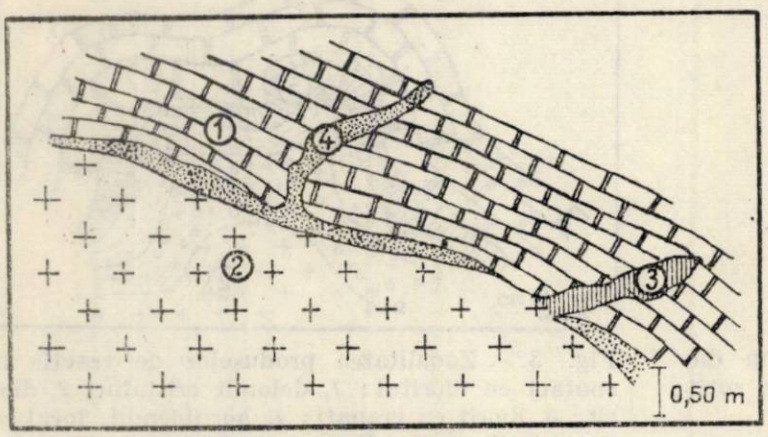


Fig. 4. — Zonă de contact între dolomit (*1*) și diorit (*2*). În lungul contactului și pe fracturi se formează sub acțiunea soluțiilor hidrotermale tremolit (*3*) și talc (*4*). Valea Ierii (cariera de dolomit).

În afara cristalelor de tremolit intim asociate mineralelor de contact, se observă filoane de grosimi decimetrice cu conținut de tremolit masiv larg cristalizat (3 × 7 cm), înrădăcinate în corpul magmatogen (fig. 4 și pl. I, fig. 3); lungimea lor variază de la cîțiva centimetri la 4 m (grosimea 1—30 cm). Procesul hidrotermal suprapus, foarte probabil legat genetic de aceleași magmatite, afectează dolomitele pe o distanță de cîțiva zeci de metri, cauzînd local o intensă silicifiere a acestora, precum și trans-

Tabelul nr. 2

Reflexe röntgen; probe din cariera de dolomit cristalin (valea Ierii)

Dolomit (în parageneză cu calcit, proba 1123)			Tremolit (parțial talcizat, proba 1125)			Flogopit (proba 1137)		Antigorit (proba 1141)		Talc (cu puțin serpentin, proba 1087)		
d/n		I	d/n		I	d/n	I	d/n	I	d/n		I
3,8503	c	ffs	11,130	t	fi	10,014	ffi	7,3302	ffi	11,034		i
3,6714		fs	9,5737	t	ffi	5,0801	s	4,6283	i	9,5029		fi
3,0392	c	fs	4,7163	t	m	4,6449	fs	4,1177	fs	4,5715	sp	i
2,8825		ffi	3,2723		s	3,5676	s	3,8745	m	(4,2723)		i
3,6741		m	3,1373		ffi	3,3721	ffi	3,6821	ffi	(3,5130)		m
2,5371		m	3,0462		fi	3,1616	s	3,4200	s	3,1572		ffi
2,4142		m	2,8980		fi	2,9264	s	3,1729	s	3,1082		i
2,1929		fi	2,4954		i	(2,7184)	fs	3,0636	i	3,0392		s
2,0719		s	2,2874		m	2,6263	m	2,5184	fi	(2,8985)		s
2,0190		i	2,2016		m	2,5288	m	2,4497	m	2,4629	sp	i
1,9241	c	s	2,0154		s	2,4377	m	2,2864	s	(2,2931)		i
1,8471		s	1,8768		i	2,2622	s	2,1575	m	2,2377		m
1,7962		ffi	1,8094		m	2,1776	i	2,0934	s	2,1265		m
1,6013	c	fs	1,7297		s	2,0211	fi	1,8762	fs	2,0197		fs
1,5394		m	1,6859		m	1,9999	s	1,8311	fs	1,9812		m
1,4937	c	ffs	1,6050		s	1,9127	s	1,7923	fs	1,8708		fs
1,4663		i	1,5621		s	1,7751	s	1,7392	fs	1,8571		fi
1,4428	c	fs	1,5278	t	fi	1,6798	fi	1,6944	fs	1,6696		i
1,4302		fs	1,4673		m	1,5379	i	1,6063	fs	1,6075		fs
1,4271		fs	1,4396		fi	(1,5175)	fs	1,5676	i	(1,5410)		i
1,3893		i	1,3392		m	1,4801	s	1,5364	fi	1,5278	sp	fi
1,2628		i	1,3198		m	1,4418	s	1,5071	m	1,4508		fs
1,2022		s	1,2977		i	1,3683	i	1,4617	fs	1,4193		fs
1,1683		i	1,2731		s	1,3255	m	1,4390	fs	1,3736		fi
			1,2228		m	1,3130	m	1,4184	s	1,3188		fs
						1,2958	fs	1,3506	fs	1,2860		m
						1,2701	ffs	1,3218	i	(1,2543)		m
						1,2611	m	1,3094	i	1,2269		s
						1,2211	s			1,1995		i
										1,1810		i

c, calcit
t, talc
sp, serpentin

Intensitatea activă a reflexelor:
ffi, foarte foarte intens
fi, foarte intens
i, intens
m, mediu
s, slab
fs, foarte slab
ffs, foarte foarte slab

formarea lor și a mineralelor preexistente în produse noi. Astfel are loc serpentinizarea forsteritului și chondroditului, rezultînd, așa cum s-a menționat, oficalcit. Observațiile în secțiuni subțiri arată că mineralele serpentinice, atît de abundente, nu rezultă exclusiv pe seama neosilicaților magnezieni de metamorfism magmatic, ci se formează și prin substituția dolomitului sub acțiunea soluțiilor hidrotermale, în care caz remarcăm dispunerea difuză a agregatelor serpentinice în masa carbonatică și rămînerea dolomitului ca relict nesilicatat în serpentin (pl. III, fig. 12). Local se întîlnesc mase compacte de serpentin antigoritic traversat de filonașe cu

azbest (1—10 mm grosime; pl. IV, fig. 13). Serpentinul este incolor ori slab gălbui, prezintă structură fibroasă și fin lamelară; varietatea fibroasă corespunde crisotilului (fig. 5, curba 1), iar cea fin lamelară antigoritului, serpofitului (fig. 5, curba 2; tabelul nr. 2). Studiind dolomitele

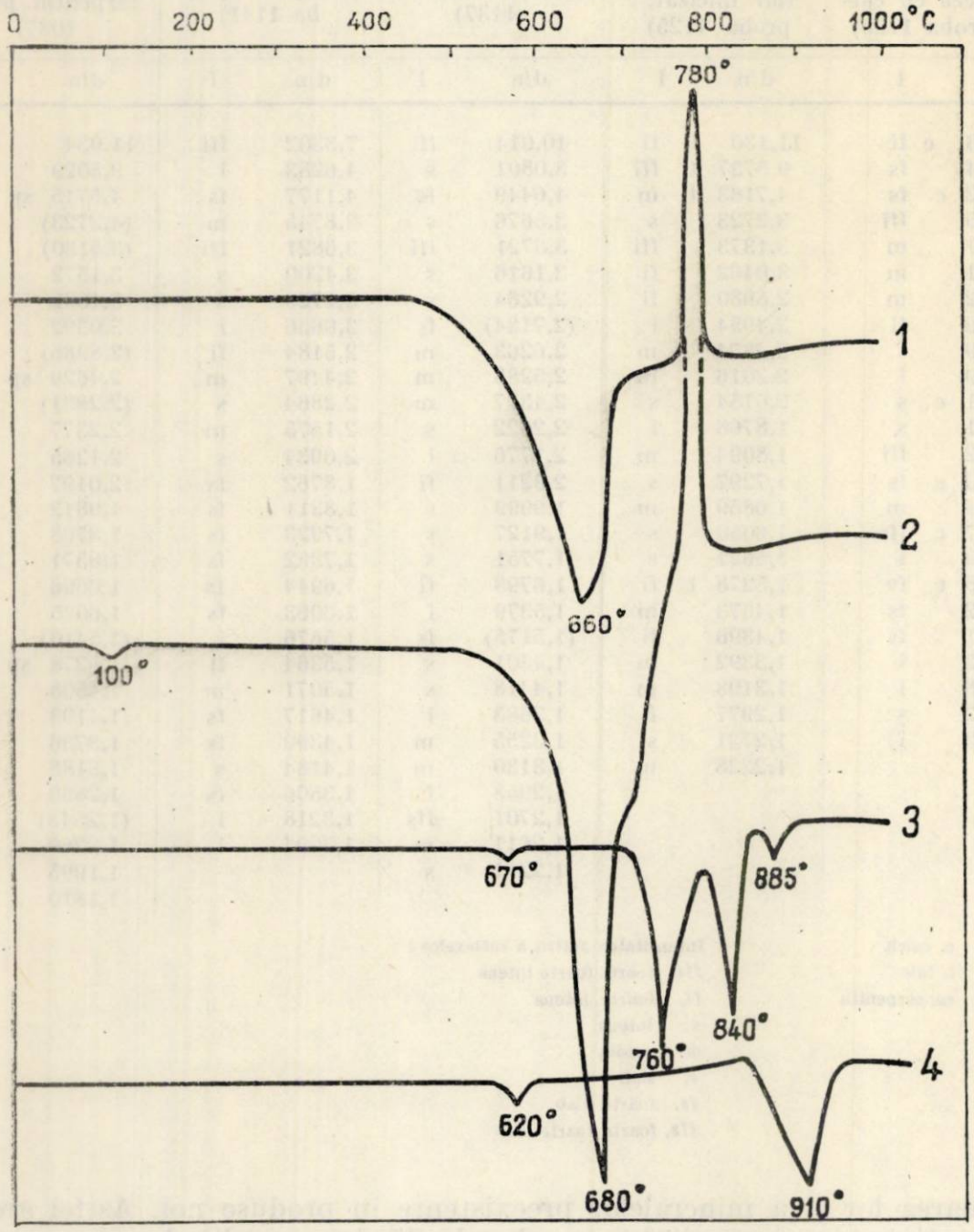


Fig. 5. — Curbe termice diferențiale: *1*, crisotil (proba 1066); *2*, serpentin (serpofit) (proba 1088); *3*, dolomit cu talc și serpentin (proba 1087); *4*, talc și serpentin (*idem* proba 1087, tratată cu HCl).

serpentinizate din Transvaal (Republica Africa de Sud), situate la contact cu silluri diabezice, A. P o l d e r v a a r t (1950) consideră formarea serpentinei și talcului sub influența apelor termale generate de intruziunile doleritice.

Asociat cu serpentin apar lamele și agregate fibroase de brucit. Soluțiile hidrotermale borifere sînt responsabile de formarea ascharitului fibros-radiar, cu dispunere fasciculată, în evantai și rozetă, lungimea aciculelor fiind în jur de 0,5—1 mm (pl. IV, fig. 14).

Talcizarea dolomitului sub efectul soluțiilor hidrotermale silicioase are loc atît capricios în masa rocii, cît și dirijat pe fisuri cu sursa în corpul magmatic, talcul putînd fi intim asociat cu carbonat ori prezent în mase compacte de culoare cenușie deschisă, conținînd relicte microscopice de dolomit, adesea însoțit de tremolit fasciculat (pl. IV, fig. 15). În figura 5 este dată curba termică diferențială a talcului, iar în tabelul nr. 2 sînt trecute valorile obținute prin analiza röntgen. Tot sub acțiunea hidrotermalizării s-a produs serpentinizarea locală și de mică amploare a hornblendei, precum și formarea filonașelor de crisotil verzui în masa serpentinei și silicifierea dolomitului (pl. IV, fig. 16). Împreună cu calcedonia apare foarte rar marcasit și halloysit. În partea estică a carierei din valea Ierii se observă argilizarea dioritului pe o zonă de fractură, cu transformarea în halloysit și îndeosebi în hidromice (fig. 6).

Ca minerale metalice, în faza hidrotermală s-au depus sulfuri, impregnativ și pe fisuri în zona de contact și uneori la distanțe mai mari pe fracturile rocii carbonatice. Mineralizația cu sulfuri este săracă la suprafață, atît cantitativ cît și ca specii minerale, întîlnindu-se pirită în parageneza cu pirotină trecută uneori în melniconit, mai rar calcopirită transformată parțial în sulfuri supergene și incidental magnetit xenomorf,

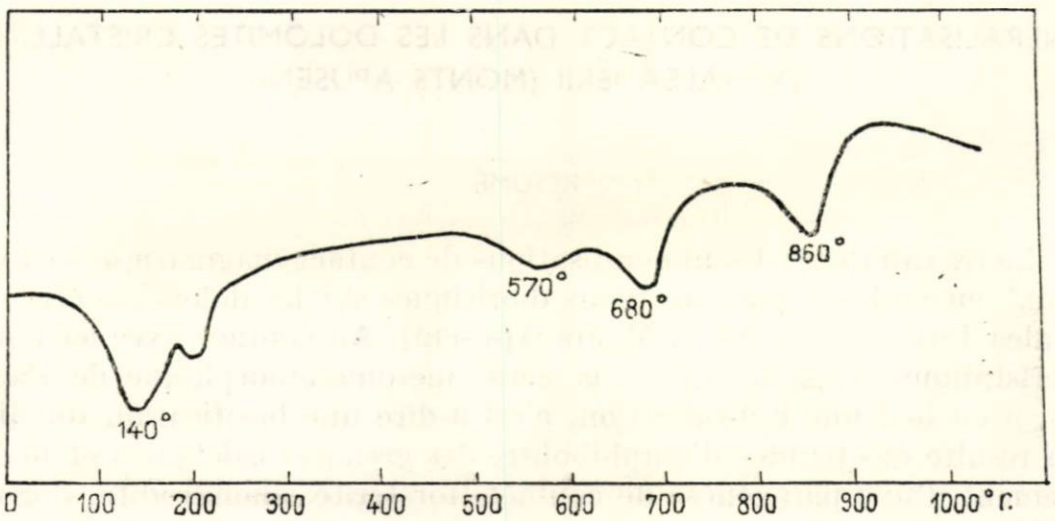


Fig. 6. — Curba termică diferențială a hidromicei (proba 1 127).

ultimele două minerale fiind incluse în pirotină. Succesiunea de cristalizare din soluții este : magnetit-calcopirită-pirită-pirotină, sugerînd condiții mezotermale. În versantul drept al văii Ierii, la contactul între calcare și micașisturi (contactul estic), este descris un filon de circa 2 m grosime mineralizat cu pirotină și cuarț (M. P á l f y , 1895).

Din toate aceste date reiese un caz interesant de hibridizare și formare a unei parageneze de contact magmatic în dolomite cristaline, urmată de o fază hidrotermală în regim mezotermal (magnetit, calcopirită, pirită, pirotină) și epitermal (melnicovit, calcedonie, halloysit, hidromice). În contact cu dolomitele, apofizele dioritice au provocat formarea mineralelor silicatate: forsterit, chondrodit, flogopit, diopsid, iar în continuare, sub acțiunea hidratantă a soluțiilor hidrotermale, fie și datorită scăderii temperaturii în zona de contact, are loc trecerea forsteritului, chondroditului în serpentin și brucit. Hidrotermalizarea dolomitelor, la care se recunoaște un aport substanțial de silice, a provocat talcizarea și silicifierea rocii; soluțiile silicioase răcite nu au reacționat cu dolomitul, ci s-au depus sub formă de calcedonie. Din lucrare se desprinde și ivirea unei mineralizații de skarn magnezian cu borați (ascharit), în dolomitele mezometamorfice de pe valea Ierii, precum și depuneri hidrotermale de sulfuri. Ivirile descrise constituie o premisă pentru apariția în regiune a unor puncte mai bogat mineralizate.

Vîrsta mineralizărilor se corelează cu punerea în loc a magmatitului generator care este posterioară mezometamorfismului seriei de Baia de Arieș, fiind legată probabil de ciclul tectonomagmatic Păiușan (I. Mârza, 1969); conduce la această idee textura ușor orientată a dioritului (dovada unui metamorfism slab), conferindu-i un caracter de metarocă (metadiorit).

MINERALISATIONS DE CONTACT DANS LES DOLOMITES CRISTALLINES DE VALEA IERII (MONTS APUSENI)

RÉSUMÉ

Le travail décrit les mineralisations de contact magmatique et hydrothermal engendrées par les filons dioritiques sur les dolomites cristalines de Valea Ierii (Bassin Arieș, Monts Apuseni). Au contact avec les dolomites cristallines appartenant à la série mésométamorphique de Baia de Arieș, a eu lieu une hybridisation, c'est-à-dire une basification du diorite (il en résulte des bandes d'amphibolite, des grenates calciques) et le développement d'une paragénèse de contact (forstérite, chondrodite, flogopite, diopside) suivi d'une minéralisation mésothermale (magnétite, chalcopyrite, pyrite, pyrothine) et épithermale (melnikovite, quartz-calcédoine, halloysite).

Sous l'action des solutions hydrothermales, la forstérite et la chondrodite sont hydratées en passant dans un mélange serpentineux (crysotile — antigorite — serpophite) et brucite. L'effet de l'hydrothermalisation des dolomites consiste dans leur talcisation et silicification, en observant aussi une skarnisation magnésienne aux borates (ascharites);

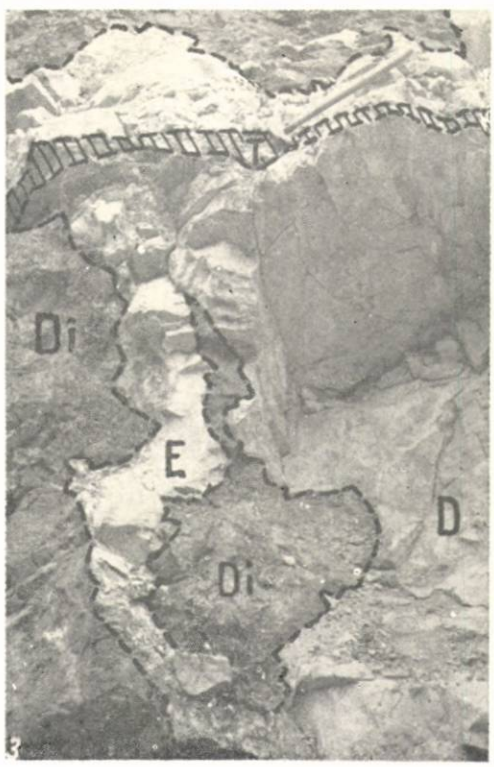
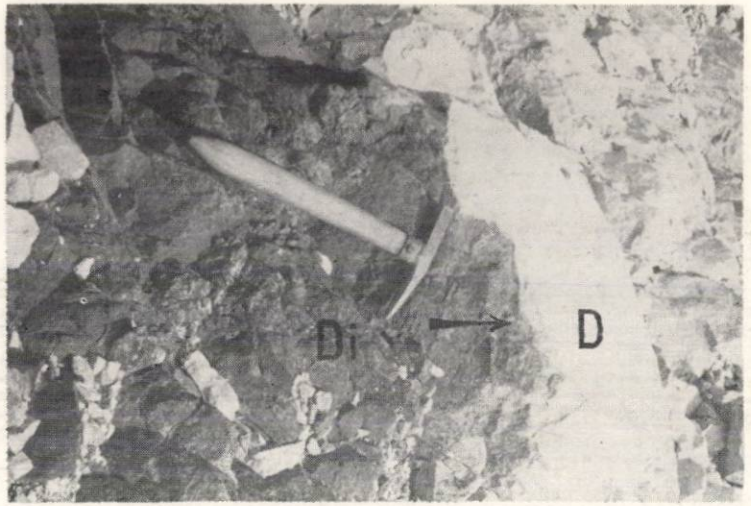


Fig. 1. — Vedere de ansamblu a văii Ierii, spre confluența cu Arieșul, din partea superioară a carierei de dolomit cristalin.
Fig. 2. — Enclavă de dolomit cristalin (*D*) în diorit (*Di*).
Fig. 3. — Enclavă de dolomit cristalin (*E*) în diorit (*Di*), intrus în cuprinsul dolomitului (*D*); partea haşurată indică un filon de tremolit (*T*).
Fig. 4. — Diorit. Microfotografie, N (+); ×40.



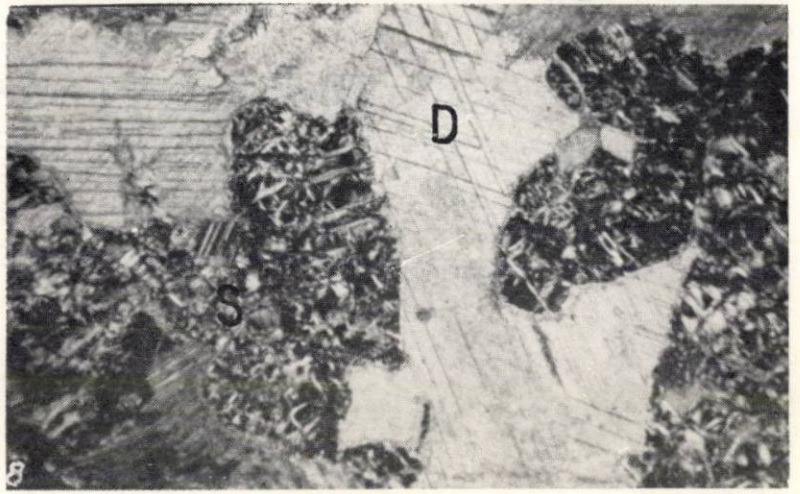
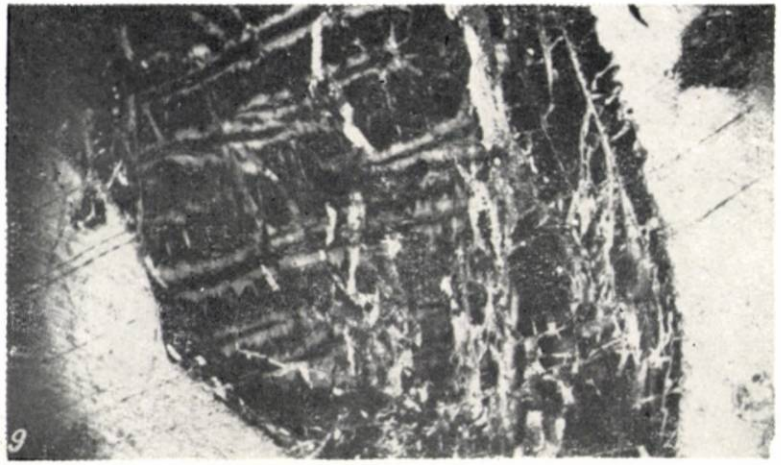
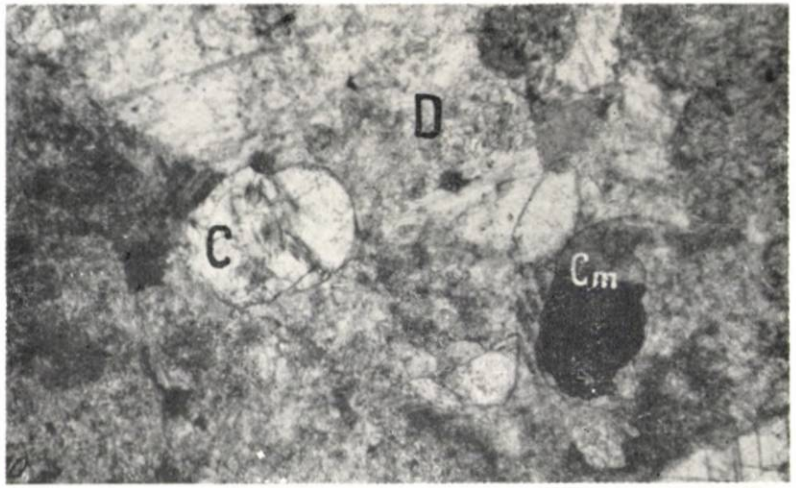


Fig. 5. — Contact metasomatic între dolomit (*D*) și diorit bazificat (*Di*).
Fig. 6. — Hornblendit. Se remarcă talcizarea (*T*) parțială a hornblendei brune (*H*). Microfotografie, N(+); ×40.
Fig. 7. — Oficalcit. Microfotografie, N(+); ×40.
Fig. 8. — Dolomit cristalin (*D*) cu pseudomorfoze de serpentin (*S*) după forsterit. Microfotografie, N(+); ×40.

PLANȘA II





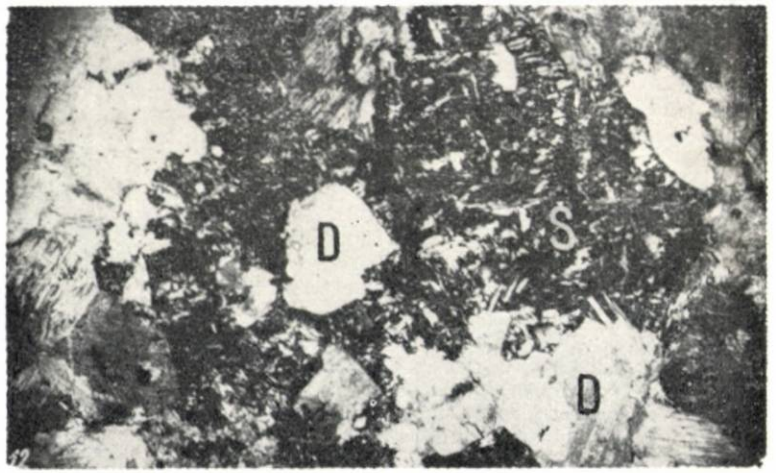


Fig. 9. — Forsterit serpentinizat; pe fisurile serpentinei antigoritice se dezvoltă crisotil. Microfotografie, N(+); ×75.
Fig. 10. — Dolomit (*D*) cu chondrodit (*C*); se observă maclarea simplă a chondroditului (*Cm*). Microfotografie, N(+); ×40.
Fig. 11. — Dolomit (*D*) cu forsterit serpentinizat (*S*) și flogopit (*F*). Microfotografie, N(+); ×45.
Fig. 12. — Dolomit (*D*) serpentinizat (*S*). Se observă serpentinizarea dolomitului și relicte netransformate. Microfotografie, N(+); ×40.

PLANȘA III

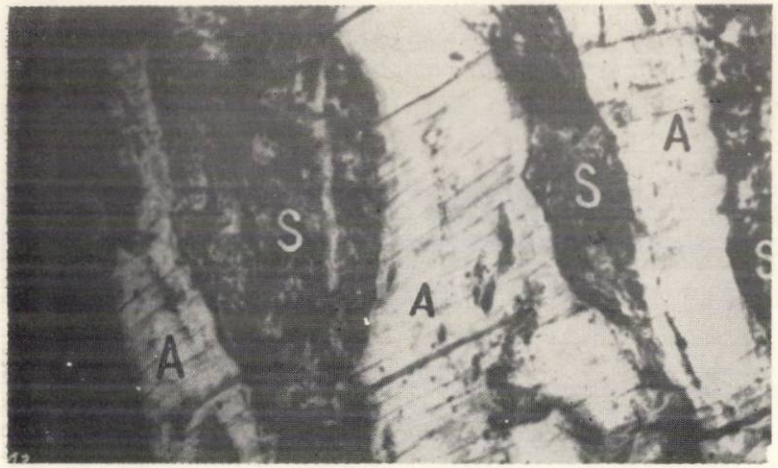


Fig. 13. — Filonașe de azbest (*A*) în serpentin antigoritic (*S*). Microfotografie, N(+); ×45.
Fig. 14. — Dolomit cu ascharit (cristale aciculare cu dispunere fasciculată). Microfotografie, N(−); ×60.
Fig. 15. — Talc (fin lamelar) cu tremolit (dispus în evantai). Microfotografie, N(+); ×40.
Fig. 16. — Dolomit (*D*) silicifiat (*Si*); se păstrează dolomit relict „nedigerat" în masa calcedoniei. Microfotografie, N(+); ×40.

çà et là se sont formés des filons à trémolite (30 cm grosseur au maximum).

Les magmatites dioritiques à action de minéralisation sont probablement d'âge paléozoïque inférieur.

BIBLIOGRAFIE

DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1962), *Rock — Forming Minerals*, **III**, London.

MÂRZA I. (1969), *Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare*, Edit. Acad. R.S.R., București.

PÁLFY M. (1895), *A pyrrhotit elöjövetele Borévnél*, Orv. term. tud. Ért., **XX**, Cluj.

POLDERVAART A. (1950), *Chrysotile asbestos produced by dolerite intrusions in dolomite*, Colonial Geol. Min. Resources, **1**, 239.

Primit în redacție la 1 decembrie 1975

Academia Republicii Socialiste România
și
Universitatea „Babeș-Bolyai"
Cluj-Napoca

ZONALITATEA METAMORFISMULUI HIDROMETASOMATIC ŞI A METALOGENEZEI LARAMICE ÎN REGIUNEA BRUSTURI — LUNCŞOARA (MUNŢII BIHOR)

DE

Acad. DAN GIUŞCĂ,
I. BERBELEAC, C. LAZĂR, I. ÎNTORSUREANU

Regiunea Brusturi—Luncşoara este o parte din rama sudică a Munţilor Bihor, unde formaţiunile fundamentului cristalin şi cele sedimentare senoniene cuprind numeroase iviri de minereuri asociate magmatismului laramic.

Rocile cristaline au fost repartizate seriilor epimetamorfice de Biharia, Muncel (precambrian-cambrian inferior, D. Giuşcă şi colab., 1967) şi Păiuşeni (devonian-carbonifer, H. Savu, 1962). Prima serie reprezintă îndeosebi formaţiunile unui magmatism iniţial (bazalte, gabbrouri, diorite şi tufuri) grupate în trei complexe (M. Bleahu şi colab., 1975), constituite în special din şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, şisturi albitice şi albit-epidot-amfibolice, în care se întîlnesc uneori amfibolite, calcare, dolomite şi şisturi cloritoase carbonatice. Seria de Muncel, avînd un caracter sedimentogen pelito-psamitic (şisturi şi filite sericito-cloritoase, şisturi sericito-grafitoase etc.), cuprinde de asemenea calcare şi metaroci acide. Ultima serie are un pregnant caracter blastodetritic, fiind reprezentată preponderent prin metaconglomerate.

Aceste formaţiuni se dispun într-un sinclinoriu orientat NNE—SSV, în care diastrofismul mezozoic a creat o structură de şariaj reprezentată în regiunea Brusturi—Luncşoara prin pînzele de Biharia şi de Muncel. Sistemul de fracturi orientat NV—SE a luat naştere în perioada cretacic superior-paleocen.

Cu excepţia orizontului bazal conglomeratic, cuvertura de depozite sedimentare senoniene constituie un fliş aleuro-pelitic, bine dezvoltat în bazinul superior al Rîului Mare şi Rîului Mic.

Ca şi în alte părţi din Munţii Bihor, magmatismul laramic cuprinde o variată gamă de riolite, andezite, porfire microdioritice, lamprofire, andezite bazaltoide şi bazalte (L. Jelinek, 1937; C. Ionescu, 1962); D. Giuşcă şi colab., 1966; R. Jude, A. Ştefan, 1967; V. Ianovici şi colab., 1969), şi a fost însoţit de un metamorfism hidrometasomatic şi de o variată activitate metalogenetică ale căror produse prezintă o marcată zonalitate.

Rezultatele cercetărilor întreprinse în ultimii ani, prezentate mai departe, întregesc datele privind aspectul şi caracterele metamorfismului magmatic, laramic din Munţii Bihor (D. Giuşcă, 1937, 1945, 1950; C. Ionescu, 1962; N. Gherasi, 1969; V. Ianovici şi colab.,

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 31—44, BUCUREŞTI, 1976

1969; I. Berbeleac, Olga Ionescu, 1969; Olga Ionescu, I. Berbeleac, 1971; C. Ionescu, 1971; G. Cioflica şi colab., 1971, 1974).

METAMORFISMUL HIDROMETASOMATIC

Punerea în loc în Munţii Bihor a magmatitelor laramice a fost însoţită de variate procese de metamorfism, care au interesat atît formaţiunile cristaline şi sedimentare, cît şi eruptivul laramic. Se constată şi în partea sudică a Munţilor Bihor urmele unor procese complexe de metamorfism de contact termic, pneumatolitic şi hidrotermal, ultimele fiind predominante.

Şisturi pătate şi corneene apar sporadic în zona de contact a filoanelor eruptive banatitice de dimensiuni mari, fiind mai răspîndite pe rama sudică a masivului, în vecinătatea corpurilor banatitice din regiunea Sîrbi—Vf. Găina (R. Jude, A. Ştefan, 1967).

Pe baza datelor de observaţie, la nivelul actual de deschidere din regiune, se poate aprecia că skarnele au o dezvoltare locală (dealul Răchiţii, valea Dolii), subordonată formaţiunilor hidrometasomatice.

Urmărind modul de dezvoltare şi răspîndirea depozitelor hidrotermale în partea sudică a Munţilor Bihor, se conturează importanţa deosebită a controlului structural-tectonic al acestor procese mineralogenetice.

Fracturile orientate NV—SE au jucat un rol activ în punerea în loc a rocilor filoniene laramice, în circulaţia fluidelor postmagmatice şi în localizarea mineralizaţiilor. În vecinătatea liniilor de fractură se conturează astfel aureole de metamorfism, care delimitează aria în care se găsesc depuse mineralizaţii dar mai ales aureole formate prin substituţia rocilor din pereţii fracturii. Concentraţiile metalifere exploatabile (zăcămîntul Brusturi—Dealul Dolii) sînt mărginite de puternice aureole de metamorfism hidrotermal. Acestea din urmă au în general aspect lentiliform şi grosimi pînă la zeci de metri. Lungimea lor este de regulă de ordinul sutelor de metri şi depăşeşte uneori 1 km. Observaţii în lucrările miniere de la Brusturi au arătat că pe verticală dezvoltarea lor atinge cîteva sute de metri.

Intensitatea substituţiilor din aceste aureole şi extinderea spaţială a neoformaţiunilor sînt o consecinţă a principalilor factori de control (chimic, termodinamic, structural-tectonic şi litostratigrafic), care pot fi apreciaţi în urma cercetărilor efectuate pînă în prezent în această regiune.

Controlul chimic Din suita rocilor eruptive laramice care apar în regiunea Brusturi—Luncşoara sub formă de dyke-uri sau silluri în formaţiunile cristaline sau sedimentare, lamprofirele au o mare răspîndire. În cazuri rare aceste roci sînt proaspete; în compoziţia lor sînt totdeauna prezente cantităţi variabile de calcit, clorit şi cuarţ, care se formează de regulă prin substituţia mineralelor femice, proces care poate avansa pînă la stadiul de pseudomorfoză. Este de menţionat faptul că în asemenea cazuri în rocile-gazdă ale filoanelor transformările hidrotermale lipsesc sau sînt foarte slab dezvoltate.

Cel mai adesea însă a avut loc și o circulație hidrotermală intensă de-a lungul fracturilor, cu dezvoltarea unei aureole de metamorfism și apariția mineralizațiilor. În timp ce compoziția mineralogică a rocilor-gazdă este în unele cazuri modificată în întregime, rocile eruptive păstrează încă relictă structura primară. Au rezultat o serie de minerale noi, a căror examinare a condus la concluzia că ele s-au format în mai multe etape.

Într-o primă etapă s-au format minerale de skarn (piroxeni, granați, wollastonit etc.), magnetit și hematit. Acestora, cel mai adesea, li se asociază feldspați, amfiboli (actinot-tremolit), epidot, carbonați, cuarț și sulfuri polimetalice, formate însă ulterior.

Etapa care urmează corespunde cu stadiul principal de mineralizare, în care succesiunea de formare a mineralelor metalice și de gangă (D. Giușcă și colab., 1973) sugerează o secvență inițială scurtă, controlată tot de un mediu oxidant ca și etapa anterioară. Relațiile dintre principalele minerale asociate (piroxeni, granați, epidot, magnetit, cuarț și feldspați), întîlnite la orizontul inferior din zăcămîntul Brusturi, respectiv domeniul lor de stabilitate, depind de fugacitatea oxigenului, după cum au indicat datele experimentale (W.I. Gustafson, 1970; S.G. Liou, 1971, 1973). În aceste etape în care reacțiile s-au desfășurat într-un mediu oxidant, soluțiile au prezentat de asemenea un exces de silice și fier atestat de prezența andraditului, pistațitului și a oxizilor de fier (pl. I, fig. 1—4).

În continuare, în aceeași etapă, urmează formarea abundentă a unei game foarte largi de minerale, în următoarele asociații: epidot + clorit + + carbonați + ortoză ± sericit; clorit + cuarț ± epidot, carbonați, sericit, ortoză; clorit + sericit; clorit + sericit + cuarț ± minerale argiloase; minerale argiloase (caolinit, dickit etc.) + cuarț + carbonați ± clorit; minerale argiloase + cuarț ± carbonați, clorit. Asociațiile etape principale au fost însoțite de importante depuneri de sulfuri polimetalice (pirită, calcopirită, blendă și galenă), de sulfuri polimetalice + minerale de arsen (mispichel, löllingit); sulfuri polimetalice ± Au, Ag; depuneri de pirită auriferă, baritină și zeoliți. În etapa principală, chimismul soluțiilor mineralizante, apreciat pe baza mineralelor formate, s-a modificat în condițiile creșterii activității sulfului, ceea ce a favorizat depunerea abundentă a sulfurilor. Ulterior s-a format local asociația carbonați + oxizi de fier (goethit, lepidocrocit), care indică stabilirea unui mediu slab oxidant.

Apariția frecventă a ortozei, situată de regulă pe fracturile mineralizate, cu tendință de concentrare în segmentul central, conduce la concluzia că soluțiile mineralizante au fost bogate în potasiu. În favoarea unei metasomatoze potasice pledează și apariția sporadică a biotitului de neoformație în masa rocilor lamprofirice alterate.

Controlul termodinamic. Luînd în considerație asociațiile de minerale și relațiile dintre ele, rezultă că, în timpul formării lor, presiunea și

temperatura au evoluat normal. Etapa de formare a paragenezei pirometasomatice (minerale de skarn ± oxizi de fier) a fost urmată de formarea paragenezei hidrotermale, astfel că mineralizațiile din regiunea Brusturi—Luncșoara aparțin aceluiași tip de tranziție, ce caracterizează provincia metalogenetică laramică din țara noastră (G.G. Udubașa, C. Lazăr, 1968).

Neoformațiunile etapei hidrotermale acoperă o gamă largă de temperatură. În intervalul în care s-au format majoritatea mineralelor hidrotermale au existat condițiile corespunzătoare fie faciesului cu ortoză, fie faciesului sericitic și faciesului argilitic.

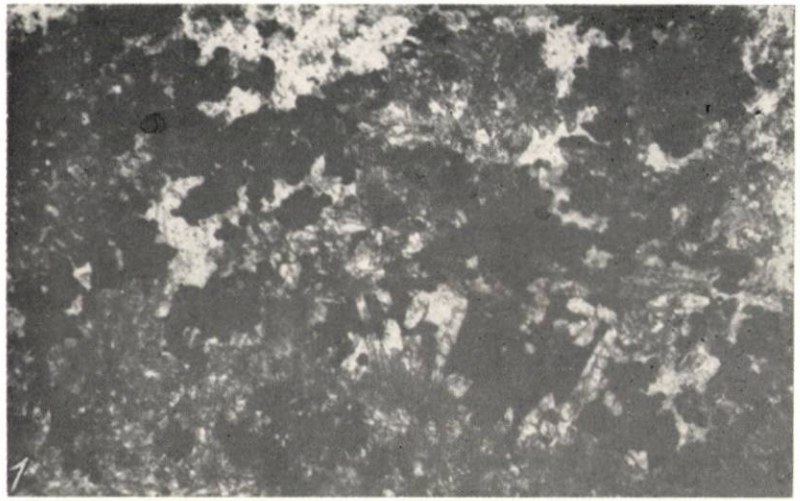
Controlul structural-tectonic. Fundamentul cristalin și cuvertura depozitelor cretacice din partea sud-estică a regiunii cercetate sînt străbătute de fracturi orientate NV—SE, transversale pe structura formațiunilor cristaline, și mai rar NE—SV sau E—V. Cele orientate NV—SE au o dezvoltare regională și formează un sistem bine individualizat, caracteristic masivului Bihor; astfel, în Dealul Dolii au fost identificate 6 fracturi principale, aproximativ paralele, situate la o distanță de circa 50—100 m una de alta. De obicei fracturile principale sînt însoțite de o serie de fracturi, falii și fisuri secundare și de ramificații ale acestora. În unele cazuri se dezvoltă zone de brecifiere cu o extindere variabilă.

Prezența în lungul aceleiași linii tectonice atît a corpurilor de roci filoniene — aparținînd uneori la tipuri petrografice deosebite —, cît și a produselor metamorfismului hidrotermal și a mineralizațiilor, pe de o parte, ca și existența unor momente de brecifiere în timpul depunerii mineralizațiilor, pe de altă parte, atestă reactivarea fracturilor, care cel puțin în parte se continuă la adîncimi mari pînă la nivelul corpurilor intruzive.

Controlul litostratigrafic. Proprietățile mecanice (porozitate, casanță etc.), precum și chimismul rocilor din diferitele formațiuni au influențat asupra dezvoltării și naturii proceselor hidrometasomatice.

Șisturile albitice ale seriei de Biharia din zona zăcămîntului Brusturi—Dealul Dolii au reacționat favorabil la deformările tectonice, dînd naștere unui sistem de fracturare și fisurare foarte puternică, cu o densitate relativ mare, realizîndu-se o permeabilitate mărită în zonele de zdrobire, ceea ce a favorizat circulația soluțiilor mineralizante. Prezența calcitului și albitului în rocile complexului șisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit a favorizat de asemenea substituții pronunțate. În cazul în care fractura mineralizată străbate un nivel carbonatic în seria de Biharia, mineralizația prezintă îmbogățiri locale (gal. XI, zăcămîntul Brusturi—Dealul Dolii).

Favorabil proceselor de mineralizare s-au comportat rocile porfiroide și metagranitele seriei de Muncel, precum și conglomeratele din baza depozitelor senoniene, unde fracturile de pe pîraiele Preluica și Stalnița sînt bogat mineralizate, în timp ce în partea filitică a seriei de Muncel și în



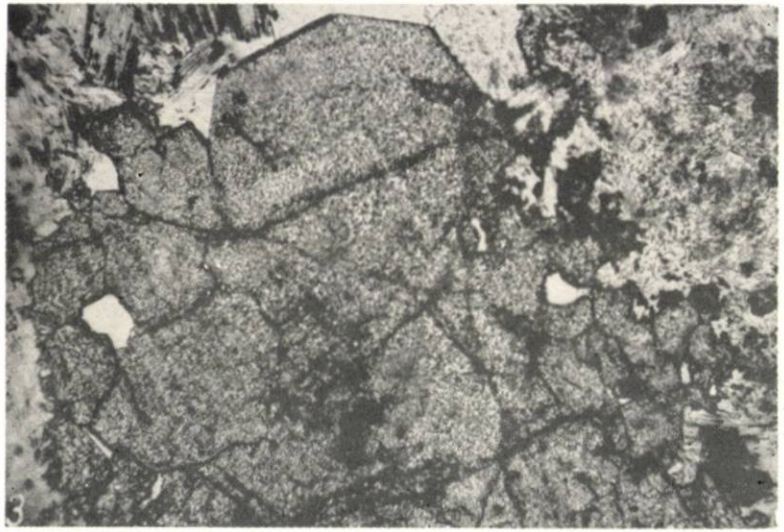


Fig. 1. — Agregate granulare și prismatice de epidot asociate cu oxizi de fier și carbonați. Gal. Luncșoara, dir. dr., zona I (fractura Dolea), nișă 25 st., m. 4 Nic. +, 15 ×.

Fig. 2. — Agregate de diopsid-wollastonit în asociație cu carbonați și oxizi de fier. Gal. Luncșoara, dir. dr., zona I (fractura Dolea), nișă 25 dr. m. 5., Nic.+, 15 ×.

Fig. 3. — Agregate macrogranulare de granați asociate cu diopsid, wollastonit, oxizi de fier și carbonați. Gal. Luncșoara, dir. dr., zona I, nișă 25 st. m.2., Nic. II, 40 ×.

Fig. 4. — Agregate de diopsid-wollastonit și oxizi de fier străbătute de o fisură de cuarț, carbonați, oxizi de fier și pirită. Gal. Luncșoara, zona I, Nic. II, 15 ×.

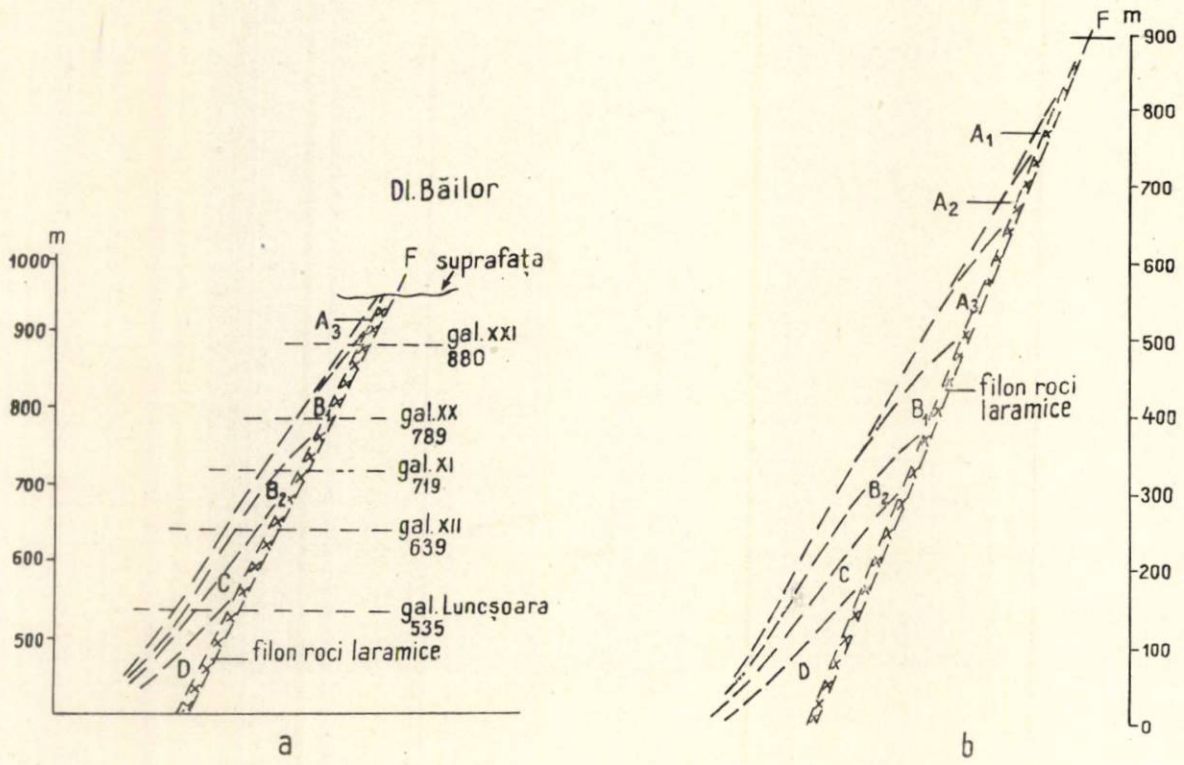


Fig. 1. — Zonalitatea produselor piro- şi hidrometasomatice ale metamorfismului laramic, pe fractura I-Dolea (*a*) şi în schema generalizată (*b*). A_1, A_2, A_3, subzone cu asociaţii epitermale şi epimezotermale; B_1, B_2, subzone cu asociaţii mezotermale şi hipotermale; *C*, zona cu asociaţii hipotermale; *D*, zona cu asociaţii de tranziţie hidro-pirometasomatice (explicaţii în tabelul nr. 2).

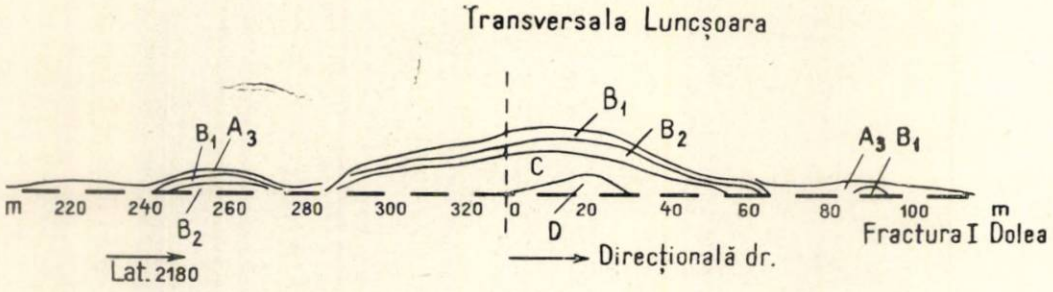


Fig. 2. — Zonalitatea produselor piro- şi hidrometasomatice ale metamorfismului laramic pe fractura Dolea, la nivelul galeriei Luncşoara (cota 535 m). A_3—D, asociaţii de neominerale (explicaţii în tabelul nr. 2).

nivelul de şisturi argiloase-grezoase senoniene, mineralizaţia se restrînge şi dispare după cîţiva metri.

În zonele de circulaţie, unde au existat condiţii favorabile desfăşurării proceselor metasomatice, componenţii majori (Si, Ca, Mg, Al, Na) ai rocilor competente au fost mai mult sau mai puţin remobilizaţi, determinînd modificarea chimismului soluţiilor mineralizante care au evoluat în condiţiile unui sistem deschis, cu mai mulţi componenţi.

ZONALITATEA PRODUSELOR DE NEOFORMAŢIE

Urmărind distribuţia spaţială a produselor de neoformaţie, afiliate genetic magmatitelor laramice din regiunea Brusturi—Luncşoara, se constată că aureolele de metamorfism hidrotermal se caracterizează printr-o structură zonară, în care limitele zonelor se întrepătrund. Zonele se indivualizează pe baza asociaţiilor de neominerale care apar atît în zăcămîntul Brusturi, cît şi pe fracturile din ariile învecinate (Rîu Mic, Rîu Mare, văile Leuca, Dedeşului).

Zonalitatea produselor, deşi complexă în aspectele de detaliu, (tabelele nr. 1, 2), prezintă o oarecare regularitate şi uniformitate prin caracterul relativ omogen al soluţiilor şi rocilor substituite. În zăcămîntul Brusturi zonalitatea este ilustrată de variaţia cantitativă şi calitativă a neomineralelor pe direcţia şi înclinarea fracturilor (tabelele nr. 1, 2 ; figura 2). Conform observaţiilor efectuate, asociaţiile de neominerale prezente în segmentul central al fracturii I—Dolea (tabelul nr. 1) se deosebesc pe toată înălţimea deschisă — circa 400 m — de cele existente în părţile extreme, unde, de la suprafaţă şi pînă la nivelul galeriei Luncşoara, nu s-au sesizat deosebiri mineralogice esenţiale, exceptînd fractura IV. La nivelul galeriei Luncşoara, acest fapt este ilustrat în figura 2, unde se poate vedea cum pe fractura principală Dolea, coloana mineralizată cuprinde un tronson cu poziţie centrală constituit îndeosebi din asociaţii pirometasomatice de tip D (tabelul nr. 2). Asociaţia de acest tip dispare după cîţiva metri, atît spre NV cît şi spre SE, locul ei fiind luat de asociaţiile de tip A , B_1, B_2 şi C, ale căror minerale sînt specificate în tabelul nr. 2. Chiar şi în partea centrală, situată însă spre acoperişul şi culcuşul corpului mineralizat, apar asociaţii hidrotermale de tip B_1, B_2 şi C corespunzătoare faciesurilor cu sericit şi ortoză (fig. 2). Alura liniilor ce delimitează tipurile de asociaţii situate la acest nivel reflectă dezvoltarea spaţială a neomineralelor într-o fractură în care descărcarea şi răcirea fluidelor au avut loc rapid. Tot acestea sugerează posibila existenţă a unui flux termic crescut, determinat probabil de poziţia mai ridicată a apofizelor corpului eruptiv principal. Această interpretare explică numeroasele modificări de parageneze şi asociaţii de neominerale semnalate pe direcţia fracturilor ; un exemplu în acest sens îl constituie alternanţa tronsoanelor cu asociaţii de temperaturi diferite observate pe o distanţă de cîteva sute de metri pînă la un kilometru, în fracturile sistemului cu orientare NV—SE.

Variaţia pe verticală a neomineralelor raportată la întreg perimetrul cercetat este sintetizată în figura 1 b, unde este reprezentată succesiunea generalizată pe o înălţime de circa 900 m a mineralogenezei din re-

Tabelul nr. 1

Distribuția principalelor neominerale în zăcământul Brusturi

Fractura mineralizată	Nivel de cercetare	Roca-gazdă	Minerale de gangă și metalice		
			Partea nord-vestică a fracturilor	Partea centrală a fracturilor	Partea sud-estică a fracturilor
I	Suprafață și gal. XXI (880 m)	α, λ, β	Cb, Cl, Arg, Sr, Qz, ±P, B, G, Cp	Cl, Cb, Ca, Sr, P, B, G, Hm, Cp, ±Ep	Arg, Qz, Sr, P, ±Cl, B, G, Cp
		Scr	Arg, Sr, Qz, P, ±Cb, Cl, Ep	Arg, Sr, Cb, Cl, Ca, Qz, P, B, G, Cp, ±Ep, Hm	Qz, Arg, Sr, P, ±Cl, B, G, Cp, Ep
I,II	Gal. XX (788 m)	α, λ, β	Cl, Cb, Ca, Arg, P, ±Sr, B, G, Ep	Cl, Cb, Ca, Sr, Ep, P, B, G, Cp, Hm, ±Arg, Qz, Mt	Arg, Qz, Sr, P, ±Cl, B, C, Cp, Or
	Gal. XI (719 m)	Scr	Arg, Qz, Sr, Cb, Ca, P, ±Cl, Ep, B, G, Hm	Cl, Cb, Ca, Ep, Sr, Ac, Or, P, B, G, Cp, Hm, Mt ±Qz, Arg	Arg, Sr, Qz, Cb, Ca, P, ±Cl, B, G, Cp
	Gal. XII (639 m)	α, λ, β	Cl, Cb, Ca, Ep, P, ±B, G, Cp, Sr	Cl, Ep, Cb, Ca, Sr, P, B, G, Cp, Hm, Mt, ± Qz, Arg	Arg, Sr, Cb, Ca, Qz, P, ±Cl, B, G, Cp
		Scr	Cb, Ca, Arg, Sr, Qz, P, ±B, G, Cp, Cl, Ep, Hm	Ep, Cl, Cb, Ca, Sr, Or, B, G, Cp, P, Mt, Hm, ± Qz, Wo, Tr, Arg	Arg, Sr, Ca, Cb, Qz, P, ±Cl, Ep, B, G, Cp
	Gal. Luncșoara (535m)	α, λ, β	Cl, Ep, Cb, Ca, Sr, P, ±B, G, Cp, Mt, Hm, Arg, Qz	Ep, Cl, Cb, Ca, Mt, Hm, Bi, ± B, G, Cp, Qz, Arg, Sr	Cb, Ca, Ep, Cl, Arg, P, ±B, G, Cp, Qz, Bi
		Scr	Cl, Ep, Cb, Ca, P, ±B, G, Cp, Mt, Hm	Ep, Cb, Ca, Wo, Tr, Ac, Mt, Hm, B, Cp, ±P, Gr	Cl, Cb, Ca, Arg, Ep, Or, P, ± B, G, Hm, Mt
III	Gal. XX (788 m)	α, λ, β	Cb, Ca, Cl, Qz, Sr, P, ±B, G, Cp	Cb, Ca, Cl, Sr, P, ±B, G, Cp, Qz	Cb, Ca, Cl, Sr, Qz, P, ±B, G, Cp
		Scr	Qz, Arg, Sr, Cb, Ca, P, B, G, ±Or, Cp	Sr, Arg, Qz, Cb, Ca, P, B, G, ± Cl, Ep, Or, Hm	Qz, Arg, Sr, Cb, Ca, P, ±Cl, B, G, Cp
	Gal. XI (719 m)	α, λ, β	Cb, Ca, Cl, Sr, Qz, Arg, ±B, G, Cp, Hm, Mt, Ep	Cl, Cb, Ca, Sr, Arg, P, Ep, ± Qz, Cp, B, G	Cb, Ca, Cl, Sr, Qz, Arg, ±B, G, Cp, Ep

		Sc_r	Arg, Cb, Ca, Qz, P,±B, G, Cp, Cl, Or, Ep	Cl, Cb, Ca, Sr, Ep, Cp, B, G, P, Hm,±Or, Mt	Arg, Sr, Cb, Qz, P,±Or, Cl Ep, B, G, Cp
	Gal. XII (639 m)	α, λ, β	Cb, Ca, Arg, Ep, Cl, Sr, P,±B, G, Cp	Ca, Cb, Cl, Sr, P,±B, G, Cp	Cb, Ca, Arg, Cl, Sr, Ep, P, G, ±B, Cp
		Scr	Arg, Qz, Sr, Cb, Ca, B, P, G, ±Cl, Ep, Or, Cp	Arg, Qz, Cb, Ca, P,±Or, Ep, Cl B, G, Cp	Arg, Qz, Cb, Ca, P, B, G, ±Cl, Ep, Or, Cp
	Gal. Luncşoara (535 m)	α, λ, β	Cb, Ca, Cl, Qz, P,±Sr, Ep, Ep, Cp, B, G, Hm, Mt	Ep, Cl, Cb, Ca, Wo, Hm, Mt,± B, G, Cp	Cb, Ca, Qz, Arg, Sr, P,±Ep, Or, Hm, Mt, G, B, Cp
		Scr	Cl, Sr, Arg, P, Cb, Cp, Ep, Qz, B, G, Mt	Cl, Ep, Cb, Ca, Sr, Cp, P, B, G, Hm,± Qz	Cb, Cl, Sr, Arg, Qz, P, Cp, ±Ep, B, G, Hm, Mt
IV, V	Gal. XII (639 m)	α, λ, β	Cb, Cl, Ep, Sr, Arg, Qz,±B, G, Cp	Cb, Cl, Ca, Sr, Qz, P,±B, G, Cp	Cb, Cl, Ep, Qz, Arg, P,B,G
		Scr	Arg, Sr, Qz, Cb, P, B, G,±Cl, Or, Ep, Cp	Arg, Sr, Qz, Cb, Ca, Cl, Ep, P, B, G,±Hm, Mt, Cp	Sr, Arg, Cb, Qz, P,±Cl, Ep, Hm, B, G, Cp
	Gal. Luncşoara (535 m)	α, λ, β	necercetată	Ep, Cl, Cb, Ca, Sr, Qz, Hm, Mt, P	necercetată
		Scr	necercetată	Ep, Cl, Cb, Ca, Sr, Qz, Hm, P,±B	necercetată

Simboluri: Roci: *Scr*, sisturi cristaline; α, andezite bazaltoide; β, bazalte; λ, lamprofire.

Minerale: *Ac*, actinolit; *Arg*, minerale argiloase nediferențiate; *Bi*, biotit; *Ca*, calcit; *Cb*, carbonați nediferențiați; *Cl*, clorit; *Ep*, epidot; *Gr*, granați; *Or*, ortoză; *Qz*, cuart; *Sr*, sericit; *Tr*, tremolit; *Wo*, wollastonit; *B*, blendă; *Cp*, calcopirită; *G*, galenă; *Hm*, hematit; *Mt*, magnetit; *P*, pirită.

Tabelul

Principalele caractere ale metalogenezei laramice

Localizarea fracturilor mineralizate	Principalele asociaţii de minerale		Tipul de mineralizaţie şi forma de zăcămînt
	nemetalifere	metalifere	
Fractura din p. Divaia	Arg, Ca, Qz	M, P	piritos; impregnaţii şi depuneri în cuiburi şi pe fisuri
Fracturile de pe p. Băiatu cel Mare p. Băiatu cel Mic d. Runcului, d. Rotund, v. Sîrbilor. Fracturile de pe Rîu Mare, d. Glugii (bazinul Rîului Mare)	Arg, Ca, Qz	P, M, Au	piritos aurifer; impregnaţii, depuneri în cuiburi şi pe fisuri
Fracturile de pe Rîu Mare, p. Stalniţa şi din zone adiacente	Arg, Ca, Qz, Sr	P, G, B, Au±Cp	polimetalic cu Au; filoane, zone brecioase, filonaşe, depuneri pe fisuri şi impregnaţii
Fracturile de pe Rîu Mic, p. Preluica şi din zone adiacente, precum şi partea superioară a fracturilor Dolea	Arg, Sr, Qz, Ca± Cl	P, Ms, L, G, B, Au Ag±Cp	polimetalică cu As şi Au, zone brecioase, filoane filonaşe, depuneri în cuiburi şi pe fisuri, impregnaţii
Extremităţile fracturilor I—IV din zăcămîntul Dolea şi ale fracturilor adiacente	Arg, Cb, Qz, Sr, Cl, ±Or	P, G, B,±Cp	piritos polimetalic; zone brecioase, filoane filonaşe, depuneri în cuiburi şi pe fisuri, impregnaţii
Fracturile I—IV din zăcămîntul Dolea şi fractura din p. Merişor	Sr, Arg, Cb, Sr, Cl, Cb,Or,Ep Or, Cl, Ep, Ac—Tr	G, B, Cp, P±Hm G, B, Cp, P±Hm B, Cp, G, P±Hm, Mt	polimetalică; coloană mineralizată, filoane, filonaşe, depuneri în cuiburi şi pe fisuri, impregnaţii
Partea centrală a fracturii I din zăcămîntul Dolea, la nivelul galeriei Luncşoara (535 m)	Or, Cl, Ep, Ac—Tr Ep±Or, Ac—Tr, Cl Gr±Di—Wo	B, Cp, G, P,±Hm, Mt Mt, Hm. B, Cp±P, G	polimetalică cu oxizi; coloană mineralizată, filonaşe depuneri în cuiburi şi pe fisuri, impregnaţii
Fracturile din d. Răchiţii, p. Şesuri	Gr, Schf, Di, Tr,Ca, Cb, Ep, Ac	Mt, Hm, B±P, G, Cp	Oxidzi de fier, subordonat sulfuri; corpuri metasomatice şi impregnaţii

Simboluri: *Ac*, actinolit; *Arg*, minerale argiloase; *Ca*, calcit; *Cb*, carbonaţi nediferenţiaţi; *Cl*, clorit; *Di*, diopsid; *Ag*, argint; *Au*, aur; *B*, blendă; *Cp*, calcopirită; *G*, galenă; *Hm*, hematit; *L*, löllingit; *M*, marcasită; *Ms*, mispichel;

nr. 2

din regiunea Luncşoara – Brusturi

Domeniul de mineralogeneză	Poziţia în coloana mineralizată generalizată	Poziţia zonei optime de mineralizare	Aliniamentul metalogenetic
epitermal	zona A – partea superioară (A_1)	necunoscută, probabil situată în adîncime	Preluica (v. Dedeş – v. Vacii – Rîu Mare – Rîu Mic)
epitermal	zona A – partea superioară (A_1)	necunoscută, probabil situată în adîncime	Preluica (Izv. Bihorului – v. Dedeş – v. Vacii – Rîu Mare – Rîu Mic – v. Sîrbilor)
epitermal	zona A – partea mediană (A_2)	zona optimă pentru aur	Dolea (v. Dedeş – v. Leuca – Dolea – Rîu Mare – Rîu Mic)
epitermal-mezotermal	zona A-partea inferioară (A_3) şi zona B – partea superioară (B_1)	zona optimă pentru aur şi parţial sulfuri	Preluica (v. Dedeş – v. Vacii – Rîu Mare – Rîu Mic)
epitermal	zona A – partea mediană (A_2)		Dolea (v. Dedeş – v. Leuca – Dolea – Rîu Mare – Rîu Mic)
mezotermal-hipotermal	zona B (B_1, B_2) şi zona C	zona optimă pentru sulfuri comune	Dolea (v. Dedeş – v. Leuca – Dolea – Rîu Mare – Rîu Mic)
hipotermal-pirometasomatic	zona C şi zona D	limita inferioară a zonei optime pentru sulfuri comune	Dolea (v. Dedeş – v. Leuca – Dolea – Rîu Mare – Rîu Mic)
hidrotermal-pirometasomatic	zona D şi prezenţa slabă a zonei C	limita zonei optime de mineralizare cu sulfuri comune	

Ep, epidot; *Gr*, granaţi; *Or*, ortoză; *Qz*, cuarţ; *Schf*, schefferit; *Sr*, sericit; *Tr*, tremolit; *Wo*, wollastonit; *Mt*, magnetit; *P*, pirită.

giune, în care poate fi regăsită poziția fiecărei iviri și zone mineralizate cunoscute. În realizarea acestei scheme, susceptibilă de completări ulterioare, s-au luat în considerație datele rezultate din cunoașterea caracterelor mineralogice ale asociațiilor din zăcămîntul cu sulfuri polimetalice Brusturi, precum și zonalitatea acestora. În figura 1 se scoate în evidență de asemenea asimetria repartizării neoproduselor metamorfismului hidrometasomatic, care este subliniată de depunerea acestora în proporții covîrșitoare în acoperișul fracturilor orientate NV—SE, cu sau fără roci magmatice. Tot în această figură se mai exprimă corelația pe verticală dintre metamorfismul magmatic și metalogeneză, care este constant subliniată de prezența a patru zone cu asociații distincte (tabelul nr. 2).

Zonele menționate, denumite A—D, în succesiunea lor pe verticală, de sus în jos, pot fi caracterizate astfel:

Zona A cu minerale argiloase se situează în partea superioară a filoanelor și corpurilor mineralizate, cît și în părțile periferice ale acestora, la nivele inferioare, și cuprinde trei parageneze de neominerale de tip A_1, A_2 și A_3, toate formate în condițiile faciesului argilitic și sericitic și preponderent în domeniul epitermal. Principalele minerale metalice prezente în cadrul acestei zone formează acumulări de minereuri de pirită auriferă, plumbo-zincifere-aurifere și mai rar cuprifere și arsenifere. Principalele iviri mineralizate, de acest tip, au fost recunoscute, atît în partea superioară a fracturilor din zăcămîntul Brusturi, unde sînt prezente asociațiile de tip A_3 (minerale argiloase-carbonați-sericit; galenă-pirită-blendă $\pm$calcopirită), cît și în bazinul Rîului Mic și Valea Sîrbilor, unde apar asociațiile de tip A_1 (minerale argiloase-carbonați-cuarț; marcasită-pirită $\pm$ aur) și A_2 (minerale argiloase-carbonați-cuarț; pirită-galenă-blendă-aur $\pm$ calcopirită) (tabelul nr. 2).

Zona B cu sericit grupează asociații de neominerale corespunzătoare faciesului sericitic și feldspatic (ortoză). În cadrul acestora s-au separat două subzone cu următoarele asociații: B_1: sericit-minerale argiloase-carbonați; galenă-blendă-pirită-calcopirită $\pm$ hematit și B_2: sericit-clorit-carbonați-ortoză-epidot; blendă-galenă-calcopirită-pirită$\pm$hematit. Aceste minerale s-au format probabil în condițiile domeniului mezotermal (și posibil și în partea superioară a celui hipotermal). Paragenezele de neominerale identificate în cadrul acestei zone se caracterizează prin abundența sericitului și cloritului, care, spre părțile inferioare ale fracturii Dolea, sînt frecvent însoțite de ortoză, epidot și alte minerale. Segmentul din coloana mineralizată corespunzător zonei B reprezintă zona optimă de dezvoltare a sulfurilor polimetalice, care spre partea inferioară cuprinde o porțiune deosebit de bogată în minerale de cupru, în special calcopirită. Asociațiile de tip B sînt tipic dezvoltate în zona zăcămîntului Brusturi.

Zona C cu ortoză cuprinde asociațiile faciesului feldspatic (cu ortoză, antiperthit, perthit, albit — Olga Ionescu, I. Berbeleac, 1971), care a evoluat în condițiile domeniului hipotermal. În asociațiile de tip C se remarcă prezența mineralelor de tip B_2, dar trebuie subliniată creșterea conținutului în epidot, pînă la formarea locală a epidotitelor, cît și a oxizilor de fier, în special magnetit (pl. I fig. 1—4); proporțional cu această creștere se constată scăderea conținutului de ortoză, clorit, sericit și sulfuri polimetalice. În această zonă blenda este sulfura

cu cea mai mare răspîndire. Mai menționăm faptul că asociațiile acestei zone sînt cunoscute numai în zăcămîntul Brusturi.

Zona D, cu epidot și granați, corespunde cu porțiunea din coloană care cuprinde o asociație de tranziție de tip hidrotermal-pirometasomatic, dar care în părțile superioare mai include încă o parte din neomineralele de tip C. Printre mineralele caracteristice acestei zone citățm : granați (andradit, pl. 1, fig. 3), diopsid, wollastonit (pl I, fig. 2—4), epidot, ortoză, actinot (pl. I, fig. 1) și oxizi de fier (magnetit, hematit) și sulfuri (blendă, calcopirită, ±pirită, galenă) (pl. I, fig. 1—4). O parte din asociațiile zonei D sînt cunoscute în partea centrală a fracturii Dolea, la nivelul galeriei Luncșoara, cît și în dealul Răchiții și pîrîul Ciungi.

În stabilirea zonalității verticale, cît și în specificarea domeniului de dezvoltare a asociațiilor menționate s-au avut în vedere cercetările anterioare (I. Berbeleac, Ionescu Olga, 1969; Olga Ionescu, I. Berbeleac, 1971; D. Giușcă și colab., 1973), care au adus precizări privind semnificația geotermometrică a prezenței ortozei, alături de alte neominerale, a incluziunilor de calcopirită în blendă și a conținutului de Cd în unele blende din zăcămîntul Brusturi. D. Giușcă și colab. (1973) apreciază formarea acestor blende într-un interval de temperatură cuprins între 320 și 430°C.

În contextul geologic al Munților Bihor, schema zonalității neoproduselor are un caracter practic deosebit, întrucît aplicarea la ivirile și zonele mineralizate situate în perimetrul investigat, cît și în regiunile limitrofe (văile Lazuri, Brusturi, Dedeș, Leuca, Sîrbilor) oferă indicații prețioase privind importanța și poziția în coloana mineralizațiilor laramice, dezvoltarea pe direcție și înclinare și stabilirea programului de cercetare adecvat.

THE ZONALITY OF HYDROMETASOMATIC METAMORPHISM AND LARAMIAN METALLOGENESIS FROM THE BRUSTURI—LUNCȘOARA REGION (BIHOR MTS)

SUMMARY

The Laramian magmatic activity which took place within the southern frame of the Bihor Mts, Brusturi—Luncșoara region, generated various processes of metamorphism and metallogenesis which affected both the banatitic rocks and the crystalline formation of the Biharia, Muncel and Păiușeni Series (Precambrian-Paleozoic) and the Upper Cretaceous sediments (Senonian). Within this region the products of thermal and pyrometasomatic metamorphism represent sporadic occurrences, while those corresponding to the hydrothermal stage are representative. The products of the last stage, presented in the paper, are found again within the aureoles of hydrothermal metamorphism which closely follow the system of fractures oriented NW—SE, circulated by solutions and marked by the presence of andesite, basalt and lamprophyre dykes.

In the development of these aureoles the chemical, thermodynamic, structural-tectonic and lithostratigraphic factors had an essential role for the formation of the neomineral association and the zonality.

The neoformations resulted from pyro- and hydrothermal processes covered a large range of temperatures and pressures, among which the last ones correspond to the argillitic, sericitic and felspathic facies (orthoclase). These developed especially along the system of fractures oriented NW—SE.

The spatial distribution of the products of postmagmatic neoformation within the researched region suggests that they have a zoning structure pattern which, starting from the situation recognized within the deposit of polymetallic sulphides opened on about 400 m and located in the Dolii Hill, as well as from the knowledge of some other zones and mineralized occurrences from the Bihor Mts, could be generalized on a height of about 900 m. At this height the associations of neominerals were framed into four zones denominated from the upper part to the lower one (respectively from A to D).

Zone A — with clay minerals — comprises associations of A_1 (clay minerals-carbonates-quartz ; marcasite-pyrite $\pm$ gold), A_2 (clay minerals-carbonates-quartz ; pyrite-galena-sphalerite $\pm$ chalcopyrite) and A_3 (clay minerals-carbonates-sericite ; galena-pyrite-sphalerite $\pm$ chalcopyrite) which represent the upper part of veins and mineralized bodies, as well as the marginal part of these, at the lower levels. These resulted within the epithermal stage, under the conditions of the sericitic and argillitic facies.

Zone B — with sericite — is characterized by associations of neominerals developed during the mesothermal stage in which the polymetallic sulphides (Cu, Pb, Zn) are especially representative and associated with the neominerals developed within the sericite facies, where the sericite, chlorite, epidote and carbonates are very frequent. In this zone there were separated two subzones : B_1 — sericite-clay minerals-carbonates ; galena-sphalerite-pyrite-chalcopyrite $\pm$ hematite, and B_2 — sericite chlorite-carbonates-orthoclase-epidote ; sphalerite-galena-chalcopyrite-pyrite $\pm$ hematite.

Zone C — with orthoclase — comprises the associations of the felspathic facies which developed within the conditions of the hypothermal stage. The main association is made up of : orthoclase-chlorite-epidote-actinolite ; sphalerite-chalcopyrite-galena-pyrite $\pm$ hematite-magnetite. All these, at the upper part of zone, include sericite, while towards the depth one may remark the abundance of epidote and iron oxides.

The last zone, D — with epidote and garnets — includes transition associations of a hydro-pyrometasomatic character in which, beside garnets, diopside, wollastonite, epidote and iron oxides, the minerals from the associations of zone C appear superposed and in reduced quantities.

In the present paper, there are commented the formation temperatures of the minerals from the established zones, as well as the practical importance of the zonality for the prospecting and exploration activity.

BIBLIOGRAFIE

BERBELEAC I., IONESCU OLGA (1969), *Mineralizația cu arsen de pe pîrîul Preluica (Rîul Mic) — sudul Munților Bihorului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **14**, *1*.

CIOFLICA G., VLAD Ș., STOICI S. (1971), *Repartition de la mineralisation dans les skarns de Băița Bihorului*, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr., Série de Géologie, **15**, *1*.

CIOFLICA G., VLAD Ș, IOSOF V., PANICAN A. (1974), *Metamorfismul termic și metasomatic al formațiunilor paleozoice din unitatea de Arieșeni de la Băița Bihorului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., geologie, **19**, 43—68.

GHERASI N. (1969), *Microfaciesuri, metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului Negru*, D.S. Inst. geol., **LIV**, *3*.

GIUȘCĂ D. (1937), *Les phénomènes de métamorphisme hidrotermal de roches paléozoique des Monts du Bihor*, Bul. Lab. Miner. de Univ. Buc. **2**, *1*.

— (1945), *Un nouveau gisement de zéolithes dans les Monts du Bihor*, C.R. Acad. Sci. Roum., **VII**.

— (1950), *Contribution à la connaissance des cornéennes du Bihor*, An. Com. Geol., **XXIII**.

— (1960), *Asupra unui corp de ultrabazite metamorfozate din cristalinul Bihorului*, Anal. Univ. Buc., Seria șt. nat., geol., geogr., **23**.

GIUȘCĂ D., CIOFLICA I., SAVU H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. Stat Geol., **35**.

GIUȘCĂ D., SAVU H., BORCOȘ M. (1967), *Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *1*.

GIUȘCĂ D., BERBELEAC I., IONESCU OLGA, VOLANSCHI ERNESTINA (1974), *Considerații mineralogice și geochimice asupra zăcămintelor de sulfuri polimetalice de la Brusturi (Munții Bihor)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **18**, *1*.

GUSTAFSON W. I. (1970), *Stability relations of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca, Fe, Si, O, H*, Ph. D. Thesis. Univ. California, Los Angeles.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., GHIȚULESCU T. P., BORCOȘ M., LUPU M., BLEAHU M., SAVU H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Acad. R.S.R., p. 741, București.

IONESCU C. (1962), *Cercetări geologice și petrografice în cristalinul Munților Bihor (Biharia)*, An. Com. Geol., **32**.

— (1971), *Zăcămintele de substanțe minerale utile din masivul Biharia*, Oficiul de documentare tehnică, M.M.P.G., 96 p., București.

IONESCU OLGA, BERBELEAC I. (1971), *Asupra feldspatizărilor întîlnite în zonele mineralizate cu sulfuri polimetalice din Munții Bihor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *1*.

JELINEK L. (1937), *Les roches éruptives banatitiques des Monts du Bihor*, Bul. Lab. Min. gén, **II**, Univ. Buc.

JUDE R., ȘTEFAN A. (1967), *Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munților Bihor (Munții Apuseni)*, D.S. Com. Geol., **LIII**, *1*.

LIOU S. G. (1971), *Synthesis and stability relations of prehnite*, $Ca_3Al_2Si_3O_{10}$ $(OH)_2$, Amer. Miner., **56**.

— (1973), *Synthesis and stability of epidote*, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$, Journ. Petrol., **14**, *3*.

SAVU H. (1962), *Cercetări petrografice în cristalinul Masivului Drocea*, D.S. Com. Geol., **XLIII**.

UDUBAȘA G. G., LAZAR C. (1968), *Einige Bemerkungen über die Paragenesis der metasomatischen Polymetallagerstätten*, Freib. Forsch. H.C., *231*, 57—70, Leipzig.

Primit în redacție la 1 decembrie 1975

Academia Republicii Socialiste România
și
Institutul de geologie și geofizică

ASUPRA ROLULUI FACTORULUI GEOTERMIC ÎN FORMAREA ZĂCĂMINTELOR DE HIDROCARBURI ÎN ROMÂNIA

DE

D. PARASCHIV, M. CRISTIAN

Cercetările întreprinse în ultimele două-trei decenii de numeroși oameni de știință au arătat că geneza, migrația și acumularea hidrocarburilor sînt procese supuse influenței căldurii concentrate în scoarța terestră. Unul dintre acești oameni de știință (H. K l e m m e , 1972), examinînd rezultatele mai multor atari studii, merge și mai departe, ajungînd la concluzia că între zăcămintele „gigantice" de petrol și gaze și zonele cu gradient mare de temperatură trebuie să existe o legătură directă.

Potrivit datelor din literatura recentă (G. E r d m a n, 1975), factorii care condiționează geneza hidrocarburilor în bazinele sedimentare sînt : concentrarea materiei organice, cataliza, timpul de reacție (durata formării hidrocarburilor), trecutul (evoluția) termic al bazinului și prezența sau absența mediului de oxidare abiogenă. La rîndul ei, temperatura, care variază în funcție de schimbarea ratei de acumulare și de eroziune, împreună cu timpul de reacție, reprezintă factorii cinetici principali.

Puncte de vedere apropiate exprimă și B. T i s s o t și colab. (1975). Acești autori atrag, de asemenea, atenția că, printre factorii care contribuie la formarea petrolului, se numără temperatura și presiunea. Numai că, pe măsura creșterii valorii celor doi parametrii, ca urmare a afundării unei regiuni, temperatura devine factorul determinant în formarea hidrocarburilor, în timp ce presiunea nu mai are decît o contribuție secundară.

În legătură cu rolul căldurii acumulate în scoarță în formarea petrolului și gazelor, G. P h i l i p p i (1965) arată că eliberarea acizilor grași ori a lipidelor din kerogen constituie un proces legat de temperatură. Acest proces de „cracking" se realizează la adîncime, acolo unde ambii factori — temperatura și presiunea — condiționează rata de formare a petrolului. Întocmai ca și B. T i s s o t și colab., G. P h i l i p p i consideră că temperatura are un rol mai important deoarece ea determină o amplificare a reacțiilor chimice ce duc la formarea hidrocarburilor.

După J. B u r s t (1969), căldura scoarței terestre are o contribuție importantă în faza deshidratării sedimentelor, asociată, probabil, cu transformarea argilelor. Aceasta ar corespunde fazei „catagenetice", cînd temperatura poate atinge valori de 60—130°C. În atari condiții se produce o amplificare a reacțiilor chimice în procesul de formare a petrolului și o mai mare mobilitate în expulzarea apei din roci.

Ținînd seama că creșterea valorii temperaturilor se realizează în timp și în raport cu rata de subsidență, se înțelege că, în cazul unor gradienți geotermici mai mari, formarea hidrocarburilor are loc mai devreme și la adîncimi mai reduse.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 45–52, BUCUREȘTI, 1976

S-a afirmat mai înainte că temperatura ridicată constituie un factor pozitiv și în procesul de migrare și de acumulare a hidrocarburilor. În primul rînd, datorită reducerii viscozității, deci a fluidizării petrolului, ceea ce determină o deplasare mai ușoară a acestuia. În al doilea rînd, temperatura ridicată dilată granulele rocilor, favorizînd porozități mari și deci permeabilități bune. În această privință, diagrama întocmită de Klemme (fig. 1) apare destul de sugestivă. Potrivit diagramei respective,

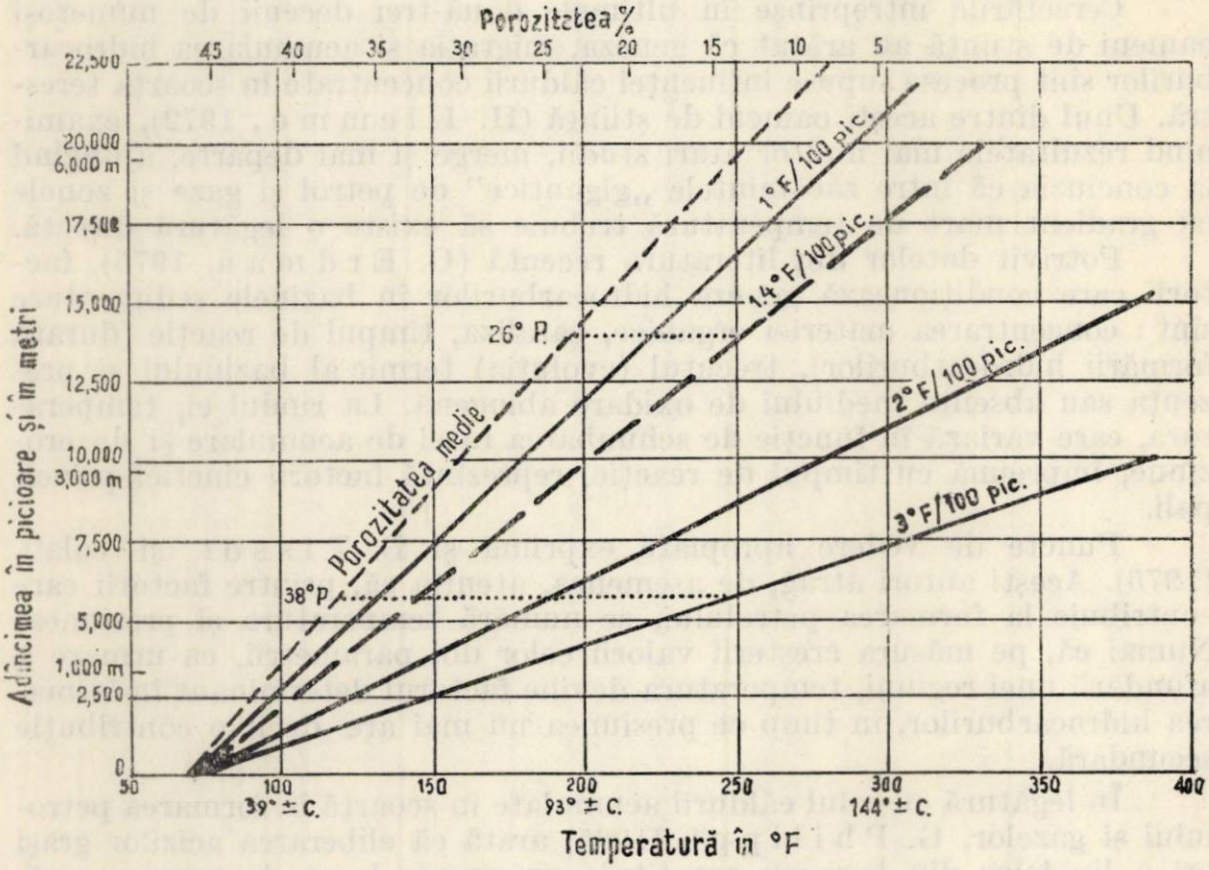


Fig. 1. — Relația dintre temperatură, adîncime și porozitate (după H. K l e m m e, 1972).

la adîncimea de 4 000 m, porozitatea nu depășește 26 %, în condițiile unui gradient geotermic normal. Dacă se are în vedere însă un gradient mai mare, de exemplu de 3°F/100 pic. (circa 5°C/100 m), aceeași valoare de temperatură poate fi întîlnită la numai 2 500 m adîncime, unde, datorită existenței unei coloane litostatice mai reduse și a dilatării granulelor rocilor, porozitatea este de ordinul a 38 %, cu 50 % mai mare decît în cazul precedent. Aceasta înseamnă că acolo unde fluxul termic este mai pronunțat nu se mărește numai mobilitatea fluidelor (migrația hidrocarburilor), ci se realizează și acumularea unor cantități sporite de petrol și gaze (zăcăminte mari), datorită volumului poros mai mare. Bineînțeles, astfel de situații sînt valabile în cazul rezervoarelor clasice, granulare.

Reținînd sumarele elemente menționate, în cele ce urmează se vor face cîteva considerații în legătură cu influența regimului geotermic asupra formării zăcămintelor de hidrocarburi în România. Aceste considerații se sprijină pe două lucrări de sinteză : harta distribuției acumulărilor de

petrol și gaze (D. Paraschiv, 1975) și harta gradienților geotermici (D. Paraschiv, M. Cristian, 1975). Din suprapunerea celor două lucrări de sinteză a rezultat harta distribuției zăcămintelor de hidrocarburi și a variației gradientului geotermic în România, anexată (fig. 2).

În legătură cu harta răspîndirii acumulărilor de petrol și gaze trebuie avut în vedere că aceasta, deși constituie, într-adevăr, un prețios inventar, ea nu redă distribuția pe verticală și pe formațiuni a zăcămintelor. Cît privește harta gradienților geotermici, ea exprimă situația întîlnită sau calculată la adîncimea de 2 000 m.s.n.m. Deși din studiile efectuate (D. Paraschiv, M. Cristian, 1975) rezultă o ușoară creștere a gradienților geotermici către suprafață, hărțile întocmite la adîncimi și mai mici, de 1 000 m și 500 m s.n.m., nu diferă substanțial de cea redată în anexă.

O primă constatare care se impune, examinînd harta alăturată, este aceea că zonele de optimă acumulare a hidrocarburilor din România sînt asociate gradienților mari, în timp ce anomaliile cu valori minime de temperatură se caracterizează prin zăcăminte mici și puține.

Într-una din lucrările elaborate recent (D. Paraschiv și M. Cristian, 1975) s-a argumentat că evoluția gradientului geotermic este în funcție de grosimea formațiunilor sedimentare, respectiv de poziția fundamentului metamorfozat. Cu cît grosimea sedimentelor este mai mare și deci fundamentul se află la adîncime, cu atît valoarea gradientului geotermic este mai redusă și invers. Aceasta s-ar explica prin conductibilitatea termică mai mică a formațiunilor sedimentare și, mai ales, a depozitelor de vîrstă recentă, comparativ cu cea a rocilor metamorfice.

Argumentarea prezentată mai înainte ar putea canaliza raționamentul în direcția admiterii faptului că formațiunile sedimentare de la contactul cu fundamentul sau din apropierea acestuia, evoluînd în condiții favorabile acumulării și conservării materiei organice, au generat și înmagazinat mai multe hidrocarburi, fiind mai aproape de sursa de căldură, deci beneficiind de un flux termic mărit. Mai mult decît atît, acest flux de căldură ar fi putut chiar grăbi și scurta timpul de reacție chimică și accelera procesele de migrare și de aglomerare a hidrocarburilor.

Astfel de premise au fost urmărite și verificate în mod convingător în partea de sud a Depresiunii Panonice de către S. Anton și colab. (1970)[1]. Analizele geochimice ale acestor cercetări, efectuate pe extracte de materie organică solubilă din carote și pe petroluri, au dus la concluzia că evoluția raportului extract/carbon organic și hidrocarburi/carbon organic se produce în funcție de distanța față de fundamentul metamorfozat, adică sub acțiunea termică intensă și determinantă.

În lumina constatărilor făcute de S. Anton și colab. (1970), apare explicabilă zona de optimă acumulare din Banat, unde se grupează cele mai însemnate zăcăminte de petrol și gaze din sectorul de vest al țării noastre. Aici, formațiunile purtătoare de petrol și gaze, și anume partea superioară a miocenului și, adesea, pliocenul acoperă direct fundamentul

[1] Anton S., Cerchez V., Mastacan Gh., Pîrvu Gh., Voiculescu C., Vasilescu F., Suchoverschi E., Bercea L., Teodorescu L., Enescu D., Negoiță Fl., Popescu E., Balteș N., Beju D., Ichim Tr. (1970), *Cercetări metodologice de laborator pe roci, țițeiuri și gaze, pentru cunoașterea genezei și migrația hidrocarburilor în teritoriul R.S.R. Pliocenul din Depresiunea Panonică*, arh. M.M.P.G.,

de şisturi cristaline. Depozitele sedimentare de pe structurile productive Calacea, Satchinez, Şandra, Variaş, Turnu au grosimi de 1 000—2 500 m, ceea ce face ca parametrii fizici (porozitate, permeabilitate) ai rocilor rezervor să nu fi fost afectaţi în mod substanţial de procesul de compactizare. În schimb, în sectorul nordic al Depresiunii Panonice, unde formaţiunile sedimentare se îngroaşă destul de mult, zăcămintele descoperite sînt de valoare modestă, iar parametrii fizici ai rocilor rezervor se caracterizează prin valori foarte mici. Excepţie face cîmpul petrolifer Suplacu de Barcău, cu roci colectoare de bună calitate. Dar şi aici, unde hidrocarburile au migrat lateral într-o zonă de puternic gradient geotermic (circa 9°C/100 m), formaţiunile productive (pliocenul şi, mai rar, sarmaţianul) se dispun direct peste şisturile cristaline.

Din cele prezentate mai înainte este de reţinut că în sectorul românesc al Depresiunii Panonice, poziţia stratigrafică a zăcămintelor, valoarea lor economică şi analizele geochimice au demonstrat influenţa pozitivă a fluxului termic legat de apropierea fundamentului metamorfozat, în generarea şi acumularea hidrocarburilor.

Pornind de la cazul demonstrat al Depresiunii Panonice s-ar putea invoca condiţii mai mult sau mai puţin similare şi în alte regiuni. Este vorba, mai întîi, de promontoriul nord-dobrogean şi, cu oarecare îngăduinţă, chiar de Depresiunea Bîrladului.

În limitele Promontoriului nord-dobrogean, cele mai importante zăcăminte de petrol cunoscute sînt cele de la Independenţa—Slobozia Conachi. Aici, formaţiunile sedimentare, nu prea groase, ale pliocenului şi, pe alocuri, ale sarmaţianului se dispun direct peste şisturile cristaline. Gradientul geotermic este de 3,5—4°C/100 m. Desigur, s-ar putea argumenta că hidrocarburile de la Independenţa au migrat dinspre Depresiunea Focşanilor în această zonă ridicată. Examinînd harta anexată, probabilitatea unei astfel de ipoteze apare acum destul de redusă. Aceasta cu atît mai mult cu cît principalele zăcăminte din Depresiunea Bîrladului (Matca, Ţepu, Adjud-Homocea) şi din Platforma Moldovenească (Bacău, Roman-Secueni, Valea Seacă, Mălini) corespund zonei de gradient maxim şi se dispun de-a lungul faliei Siretului (prelungirea spre NV a liniei Pecineaga — Camena) prin intermediul căruia căldura internă a scoarţei (fluxul termic) se degaja, probabil, cu o mai mare intensitate.

O situaţie extrem de interesantă se constată în jumătatea vestică a Platformei Moesice, caracterizată prin gradienţi mari de temperatură (pînă la 6°C/100 m) şi printr-o deosebită concentrare a zăcămintelor de petrol şi gaze în sectorul dintre Jiu şi Argeş. În această zonă cu gradienţi geotermici deosebit de mari, fundamentul de şisturi cristaline, întîlnit în sondele de la Craiova, Slatina şi Optaşi, se ridică pînă la 1 800—2 500 m, după care el cade mult (la peste 10 000 m), atît spre nord, în direcţia avanfosei Carpaţilor, cît şi spre sud. În acelaşi timp, regiunea amintită este afectată de numeroase accidente tectonice de adîncime, orientate, în general, est—vest, care au funcţionat în repetate rînduri, în timpul paleozoicului şi a triasicului, ca linii de emisie a magmelor. Aceasta înseamnă că în regiunea dintre Jiu şi Argeş, formaţiunile paleozoice, triasice, jurasice şi chiar cretacice inferioare (jurasicul şi cretacicul inferior fiind în

contact cu formațiunile mai vechi) au beneficiat de o termicitate mai pronunțată, atît datorită apropierii fundamentului metamorfozat, cît și datorită magmatismului. Așa s-ar putea explica faptul că aici se găsesc zonele de optimă acumulare la nivelul formațiunilor devoniene, triasice, jurasice, neocomiene și albiene. Nu este exclus ca însăși dezvoltarea faciesului recifal, caracterizat prin roci colectoare cu proprietăți fizice bune și constatat în cretacicul inferior și în albian, mai ales între rîurile Vedea și Dîmbovița, să fi fost favorizată și de fluxul termic pronunțat, în special, de-a lungul unor accidente tectonice importante.

Dar temperatura mare acumulată în depozitele sedimentare paleozoice și mezozoice s-a transmis și în cuvertura neogenă și, în primul rînd, în cea de vîrstă tortonian-sarmațiană și meoțiană. Acest fapt pe de-o parte a grăbit procesul de transformare a materiei organice, rezultînd mai multe hidrocarburi decît în zonele „reci", iar pe de altă parte a contribuit la formarea unor rezervoare granulare excelente în miocenul superior.

În contrast cu regiunea de la vest de Dîmbovița, partea răsăriteană a Platformei Moesice se remarcă prin gradienți geotermici avînd valoarea cea mai mică de pe întreg teritoriul României. Evident, această situație se explică prin grosimea mare a cuverturii sedimentare, în bună măsură de vîrstă recentă, ce poate ajunge la 18—20 km. În pofida impresionantei grosimi de sedimente, sectorul de est al Platformei Moesice conține, cu o singură excepție, numai zăcăminte mici și foarte mici, în majoritate gazeifere. Prolificitatea redusă a acestei regiuni hipersubsidente ar putea fi pusă pe seama insuficientei maturizări (evoluții) a materiei organice și aceasta datorită gradientului geotermic extrem de redus care a determinat un timp de reacție mai îndelungat.

Altă constatare prilejuită de examinarea hărții anexate este aceea că bazinele de sedimentare ori sectoare ale acestora care au evoluat în regim de pronunțată subsidență în timpul miocenului superior și a pliocenului, ca de exemplu Depresiunea Focșanilor, marginea vestică a Depresiunii Bîrladului și a Platformei Moldovenești, Depresiunea Transilvaniei etc., se caracterizează prin zăcăminte exclusiv sau predominant gazeifere. În aceste regiuni gradientul geotermic prezintă, de regulă, valori de 3°C/100 m și mai mici. De aceea, predominanța hidrocarburilor gazoase în zonele hipersubsidente și relativ „reci"pare să îmbrace și aspecte de ordin genetic și nu numai de procese care țin de domeniul migrației, așa cum s-a căutat să se interpreteze în literatura de specialitate (W. G u s s o w, 1954).

Cele mai importante regiuni productive cu petrol din țară, cum ar fi zona mio-pliocenă a Munteniei, Depresiunea Getică, flișul Carpaților Orientali și Platforma Moesică, se caracterizează prin gradienți geotermici de 3—5,5°C/100 m. Dacă s-ar face abstracție de apartenența stratigrafică a zăcămintelor, evoluția geologică a bazinelor, condițiile structurale concrete și de adîncimea la care se găsesc acumulările respective, s-ar putea spune că valorile de 3—6°C/100 m reprezintă gradienții optimi formării zăcămintelor de petrol. În această complexitate de factori, însă, este foarte greu de spus, mai ales pentru flancul intern al avanfosei și pentru flișul Carpaților Orientali, care este ponderea căldurii acumulate în scoarța terestră în procesul de formare a zăcămintelor de hidro-

carburi lichide. Unele date de cunoaştere permit să se avanseze totuşi o ideie în acest sens, cel puţin ca ipoteză de lucru. De exemplu, în partea de vest a Depresiunii Getice, structurile Ţicleni, Bîlteni şi Colibaşi beneficiază de gradienţi geotermici ceva mai mari decît toate celelalte anticlinale din regiune. Or, tocmai aceste trei structuri conţin cele mai mari zăcăminte de petrol din extremitatea vestică a avanfosei. De asemenea, importantele acumulări de petrol din zona cutelor cu sîmburi de sare ar putea să fi fost parţial favorizate de eventualii gradienţi locali mai ridicaţi datoraţi mişcării sării, de-a lungul unor linii de falie, adesea cu semnificaţie mai profundă.

În concluzie, examinînd distribuţia zăcămintelor de hidrocarburi, în paralel cu harta gradienţilor geotermici şi cu rezultatele analizelor geochimice şi petrofizice se poate afirma că, în România, căldura concentrată în scoarţa terestră a intervenit, cu o pondere diferită, în procesele de generare, migrare şi de acumulare a petrolului şi gazelor. Este încă prematur să se considere că temperatura a constituit un factor determinant. Prezentul articol şi-a propus numai să atragă atenţia asupra acestui aspect, pentru ca, atunci cînd se examinează perspectivele unei regiuni sau formaţiuni geologice, să se ţină seama şi de factorul termic, pe lîngă celelalte elemente de ordin stratigrafic, structural, geochimic, petrofizic şi evolutiv.

ON THE ROLE PLAYED BY THE GEOTHERMIC FACTOR IN THE FORMATION OF HYDROCARBON DEPOSITS FROM ROMANIA

SUMMARY

The authors comment the possible relationships between the distribution of hydrocarbon deposits in Romania and the geothermic gradient. These elements have been already plotted on a map. The constant association between the optimum oil accumulation zones and the high geothermic gradients results from the examination of the map. On the contrary, the anomalies with low temperature values are characterized by few small-sized reservoirs.

The dependence of oil and gas accumulation upon the temperature gradients is explained by the influence exerted by the thermic gradient on the genesis (intensification of chemical reactions), on migration (increase of permeability of rocks and of fluidization of oil) as well as on storage, i.e. rise of the effective porosity of the reservoir rocks.

BIBLIOGRAFIE

Burst J. (1969), *Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its posible relation to petroleum migration*, A.A.P.G. Bull., **53**, *1*, 73—79, Tulsa.

Erdman G. (1975), *Relations controlling oil and gas generation in sedimentary basins*, Proceding 9th W.P.C., Panel disc., **3**, *1*, 1—11, Tokio.

GUSSOW W. (1954), *Diferential entrapment of oil and gas; a fundamental principle*, B.A.A.P.G., **38**, *5*, 816—853, Tulsa.

KLEMME H. (1972), *Heat influences size of oil giants*, O.G.J. **70**, *29*, 136—144; **70**, *30*, 76—78.

PARASCHIV D. (1975), *Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România*, St. tehn. ec., A/10, 363 p., Bucureşti.

PARASCHIV D., CRISTIAN M. (1975), *Cu privire la regimul geotermic al unităţilor structurale de interes pentru hidrocarburi din România* (sub tipar).

PHILIPPI G. (1965), *On depth, time and mechanism of petroleum generation*, Geochimica et Cosmochimica Acta, **29**, 1021—1049.

TISSOT B., DEROO G., ESPITALIÉ J. (1975), *Étude comparée de l'époque de formation et d'expulsion du petrole dans diverses provinces géologiques*, Proceding 9th W.P.C., Penel disc., **3**, *3*, 1—11, Tokio.

Primit la redacţie la 12 ianuarie 1976

Ministerul Minelor, Petrolului şi Geologiei

APLICAREA METODEI DILATOMETRICE LA DETERMINAREA TEMPERATURII DE CRISTALIZARE A MINERALELOR ŞI ROCILOR

DE

OVIDIU BOLGIU, VASILE MANILICI

În practica determinării temperaturii de cristalizare a mineralelor utilizată pînă în prezent se întîmplă unele dificultăţi. Astfel, la aplicarea metodei omogenizării, lipsa unor cristale limpezi şi larg dezvoltate, prezenţa în număr mare a incluziunilor netransparente şi dimensiunile reduse ale incluziunilor fluide fac dificilă sau chiar imposibilă utilizarea acestei metode. Metoda decrepitării permite determinarea temperaturii de cristalizare a mineralelor indiferent de transparenţa probei şi mărimea granulelor, însă valorile obţinute sînt condiţionate de mai mulţi factori, ceea ce creează greutăţi la interpretarea lor. Asemenea dificultăţi se înlătură, în cea mai mare parte, prin aplicarea metodei dilatometrice, propuse în lucrarea de faţă.

Mineralele, inclusiv agregatele minerale, conţin obişnuit incluziuni care au fost imobilizate în interiorul acestora la presiunea şi temperatura existentă în perioada lor de formare, indiferent de conţinutul acestor incluziuni. Prin răcirea sistemului după formarea mineralelor, presiunea din interiorul vacuolei scade proporţional cu valoarea coeficientului de contracţie a fluidului inclus, în timp ce pereţii vacuolei rămîn în starea de tensiune iniţială la care a avut loc solidificarea. Prin încălzirea mineralului la temperatura de cristalizare se restabileşte starea de echilibru corespunzătoare presiunii de formare. Determinînd intervalul de temperatură la care se produce acest fenomen,se determină implicit temperatura de formare a mineralului. O asemenea determinare este posibilă prin aplicarea metodei dilatometrice.

Modul de prezentare al curbelor dilatometrice variază în funcţie de natura incluziunilor. Teoretic, sînt posibile următoarele situaţii:

1. Mineralul să conţină numai incluziuni monofazice gazoase, care prin încălzire rămîn în aceeaşi stare.

2. Mineralul să conţină incluziuni gazoase cu fază lichidă în cantitate mică, care prin încălzire se omogenizează trecînd în stare gazoasă.

3. Mineralul să conţină incluziuni bifazice cu o proporţie importantă de lichid care prin încălzire se omogenizează trecînd în stare lichidă prin dizolvarea fazei gazoase.

4. Mineralul să conţină incluziuni solide în trei situaţii diferite:

a) incluziunile solide să aibă un coeficient de dilataţie inferior mineralului-gazdă;

b) incluziunile solide să aibă un coeficient de dilataţie egal cu al mineralului-gazdă;

c) incluziunile respective să aibă un coeficient de dilataţie superior celui al mineralului-gazdă.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOOGIE, T. 21, P. 53–64, BUCUREŞTI, 1976

În toate aceste cazuri incluziunile solide sînt cuprinse în vacuole umplute cu o fază gazoasă ori gaz-lichid.

La încălzirea unui agregat cu incluziuni monofazice gazoase, dilatația decurge normal cu un coeficient de dilatație corespunzător mediului solid, gazul din vacuole comportîndu-se elastic pînă la temperatura de formare a mineralului, la care presiunea gazului devine egală cu tensiunea mediului solid. În domeniul temperaturii de cristalizare a mineralului dilatația se micșorează tinzînd spre zero, pentru tot intervalul de formare a acestuia, reluîndu-și apoi alura normală conform curbei din figura 1(a). Probele pe care se lucrează fiind de ordinul centimetrilor cubi și cristalizînd nu la o temperatură anumită, fixă, ci într-un interval de temperatură, acesta este pus în evidență pe curba de dilatație prin palierul corespunzător, iar eventualele neetanșeități ale unor incluziuni datorate unor defecte structurale ale mineralelor-gazdă, fie unor fisuri secundare sînt statistic lipsite de importanță și nu apar pe curba dilatometrică.

În cazul 2, fenomenul decurge în mod analog, curba de dilatație avînd același aspect.

În cazul 3, înainte de a se ajunge la temperatura de egalizare a presiunilor, unele incluziuni trec în stare lichidă, determinînd prin aceasta o mărire a coeficientului de dilatație al materialului în ansamblu, datorită faptului că lichidele au coeficient de dilatație mai mare decît al mineralului solid. În cazul cînd asemenea incluziuni se găsesc în cantitate mare în proba cercetată, pe curba de dilatație se observă modificări de felul celor din figura 1(b). Mărirea coeficientului de dilatație datorită

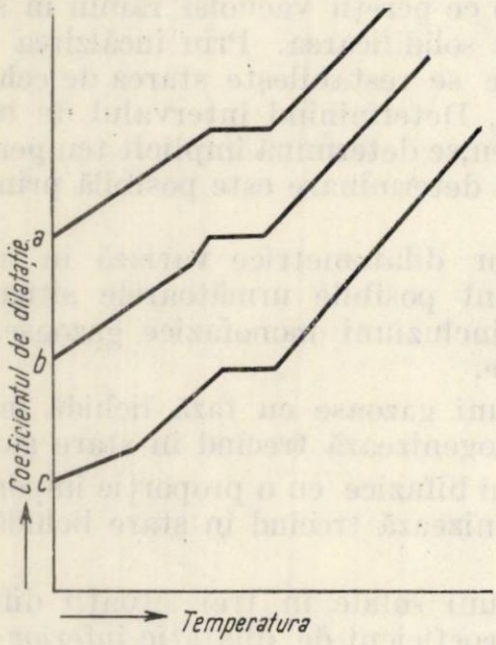


Fig. 1. — Curbe dilatometrice prezentînd teoretic dilatația unui agregat cristalin cu : incluziuni gazoase (*a*) ; incluziuni bifazice (*b*) ; incluziuni solide avînd coeficient de dilatație mai mare decît al agregatului gazdă (*c*).

dizolvării gazului în lichid se manifestă prin schimbarea pantei curbei de dilatație, apropiindu-se de verticală, iar la temperatura de egalizare a presiunilor se înregistrează un palier ce se menține pe toată durata egalizării, după care curba de dilatație își reia alura normală cu un coeficient de dilatație mai mare decît cel corespunzător acestei perioade.

Experiența acumulată pînă în prezent arată că orizontalitatea palierului depinde de volumul incluziunilor și de numărul acestora în agregatul

analizat. Cu cît volumul şi frecvenţa incluziunilor este mai mare, cu atît alura curbei în porţiunea corespunzătoare stării de echilibru se va apropia de orizontală (nr. 34). În cazurile concrete, analizate pînă în prezent, al unor monocristale, inclusiv agregate poligranulare, perturbaţiile de pe curba dilatometrică se manifestă sub forma unor inflexiuni, respectiv schimbări de pantă, ce permit sesizarea micşorării coeficientului de dilataţie. La obţinerea acestui efect contribuie şi numeroasele incluziuni submicronice din masa cristalelor, a căror prezenţă este pusă în evidenţă şi prin metoda decrepitometrică. La determinarea temperaturii de formare a mineralelor metasomatice, orizontalitatea palierului corespunzător stării de echilibru depinde de gradul de transformare al rocii, respectiv de cantitatea de mineral „activ".

În cazul incluziunilor solide cu coeficient de dilataţie mai mic decît al mineralului-gazdă, incluziunea solidă nu influenţează cu nimic curba de dilataţie care poate fi perturbată numai de faza gazoasă, ori prezenţa unor incluziuni bifazice care umplu vacuolele din masa mineralului. Dacă incluziunile solide au acelaşi coeficient de dilataţie ca şi mineralul-gazdă, fenomenul decurge la fel şi în cazul precedent.

În cazul cînd incluziunile au coeficient de dilataţie mai mare decît al mineralului-gazdă, în momentul cînd mineralul inclus atinge pereţii vacuolei prin dilataţie, coeficientul de dilataţie începe să crească pînă în momentul producerii palierului (fig. 1 *c*) datorat stagnării dilataţiei în condiţiile de egalizare a presiunilor. După acest palier dilataţia se continuă în mod normal. Acest caz n-a fost studiat în cazul lucrării de faţă, din lipsă de probe adecvate.

Dacă proba cercetată conţine minerale formate la diferite temperaturi, pe curba de dilataţie se înregistrează mai multe paliere corespunzînd intervalelor de temperatură respective. Asemenea situaţii s-au întîlnit la unele agregate minerale, minereuri şi roci cercetate în cadrul lucrării de faţă.

Pînă în prezent, metoda dilatometrică de determinare a temperaturii de cristalizare a mineralelor a fost aplicată la cuarţ, siderit, calcit, aragonit, talc, witherit, ortoză, galenă, pirită, blendă, calcopirită, stibină, cinabru, minereu piritos, minereu polimetalic şi pirito-cuprifer, inclusiv la stabilirea temperaturii de cristalizare a mineralelor secundare din vulcanitele afectate de metamorfism hidrotermal ale căror rezultate sînt prezentate în tabelul nr. 1 şi figurile 2—6. Curbele de dilataţie prezentate au fost trasate cu ajutorul unui dilatometru cu înregistrare optică, lucrînd pe probe cilindrice de 2—3 cm lungime şi cu un diametru de 5—6 mm. Încălzirea probei se face cu o viteză de 5° C/minut, înregistrarea efectuîndu-se cu o amplificare de 500—1 000 X. Valoarea deosebită a dilataţiei mineralelor şi rocilor analizate în funcţie şi de lungimea probelor face ca pe curbele de dilataţie să se înregistreze pante diferite. Avînd în vedere această situaţie, pe figurile prezentate curbele au fost aşezate, pe cît posibil, în ordinea crescîndă a pantelor, respectiv a coeficientului de dilataţie, păstrîndu-se numerotaţia din tabel. Întrucît dilataţia depinde şi de lungimea probei, pentru orientare a fost trecută în coloana 4 a tabelului şi lungimea acesteia.

Tabelul nr. 1

Temperaturile de cristalizare ale mineralelor, minereurilor și rocilor analizate

Nr. crt.	Proba analizată	Proveniența probei	Lungimea în mm	Temperatura (°C) determinată prin metoda :	
				dilatometrică	omogenizării
1	Cuarțit hidrotermal	zăcămîntul Văratec Piatra Vărateculuí	26	168—191 382—400	
2	Galenă, blendă, pirită, caolinit	fil. Ioan, oriz.—235 centru	27	180—279 320—356	media oriz. 325
3	Galenă, pirită, cuarț, caolinit	fil. Ioan, oriz.—125 centru	28	135—148 235—280 325—340	media oriz. 309
4	Calcopirită	fil. Ioan, oriz.—125	21	239—288 320—343	media oriz. 309
5	Marcasită	fil. Ioan, oriz.—175 centru	22	208—280	
6	Marcasită	fil. Ioan, oriz.—175, baza depunerii	27	135—215 242—265	
7	Marcasită	fil. Ioan, oriz.—175, partea superioară a crustei	27	145—182	
8	Cuarț monocristal	fil. Botiza, oriz. zero, centru	16	279—343	media 321
9	Cuarțit hidrotermal	zăcămîntul Băiuț, Cizma—Coasta Ursului dealul Șurfuri	24	168—204	
10	Piroclastit sericitizat și silicifiat	valea Caprei	26	90—120 194—225 431—426	
11	Calcopirită	fil. Robu, oriz.—60	12	241—277 335—365	media oriz 345
12	Cuarț monocristal	fil. Băiuț, oriz. zero	13	289—326	media oriz. 345
13	Cuarț monocristal, pirită incl.	fil. Băiuț, oriz.+60	19	298—327	media 288
14	Cuarț	fil. Cizma, gal.Schwedack	14	148—200 365—377	media 355
15	Pirită, calcopirită, cuarț	fil. Cizma, gal. 2	14	324—296 337—362	media oriz. 354
16	Galenă, blendă, carbonați, cuarț	fil. Cizma, gal.2, breșa 470	28	100—128 277—300 340—362	media oriz. 354

Tabelul nr. 1 (continuare)

1	2	3	4	5	6
17	Pirită, cuarţ	fil. Cizma, direcţionala 144, centru	9,5	167—194 234—297 350—377	media oriz. 354
18	Stibină monocristal	fil. Cizma, gal. 2 ramura 1, centru	25	244—288	
19	Marcasită	fil. Cizma, gal. 2 ramura, 1, centru	26	180—251	
20	Sferosideroză	zăcămîntul Baia Sprie, Fil. Principal, oriz. sup.	29	151—177	
21	Galenă	zăcămîntul Nistru, Fil. Nou, oriz. +2	28	157—194 254—271	media oriz.
22	Minereu cuprifer de impregnaţie	zăcămîntul Roşia-Poieni, forajul 5, m 883	31	120—148	
23	Pirită, cuarţ	zăcămîntul Văliug, sectorul Crainic	32	85—111 185—189	
24	Pirită, cuarţ	sectorul Crainic, gal. 4	26	95—111 150—157	
25	Pirită, cuarţ	sectorul Bogatu Bătrîn	29	95—125 157—189	
26	Cuarţ	sectorul Bogatu Bătrîn	29	95—120 128—157	
27	Cinabru	zăcămîntul Izvoru Ampoiului d. Dumbrava, oriz. Motocească	27	154—204	
28	Witherit	zăcămîntul Oatra, zona centrală a carierei	28	220—240	
29	Aragonit	localitatea Corund, carieră	30	87—111	
30	Talc cloritos	zăcămîntul Cerişor, carieră	28	92—137	
31	Cuarţ, monocristal cu structură zonară	localitatea Istria, carieră	17	137—182 293—302	160
32	Cuarţ, ortoză	zăcămîntul Voineasa, carieră	18	650—680	
33	Ortoză, albit, sericit	carieră	30	212—270 654—680	
34	Tuf andezitic caolinizat	Masivul Oaş-Gutîi, Roata, obîrşia văii Steampului	30	98—134	
35	Calcit	valea Curtuiuş	28	306—391	

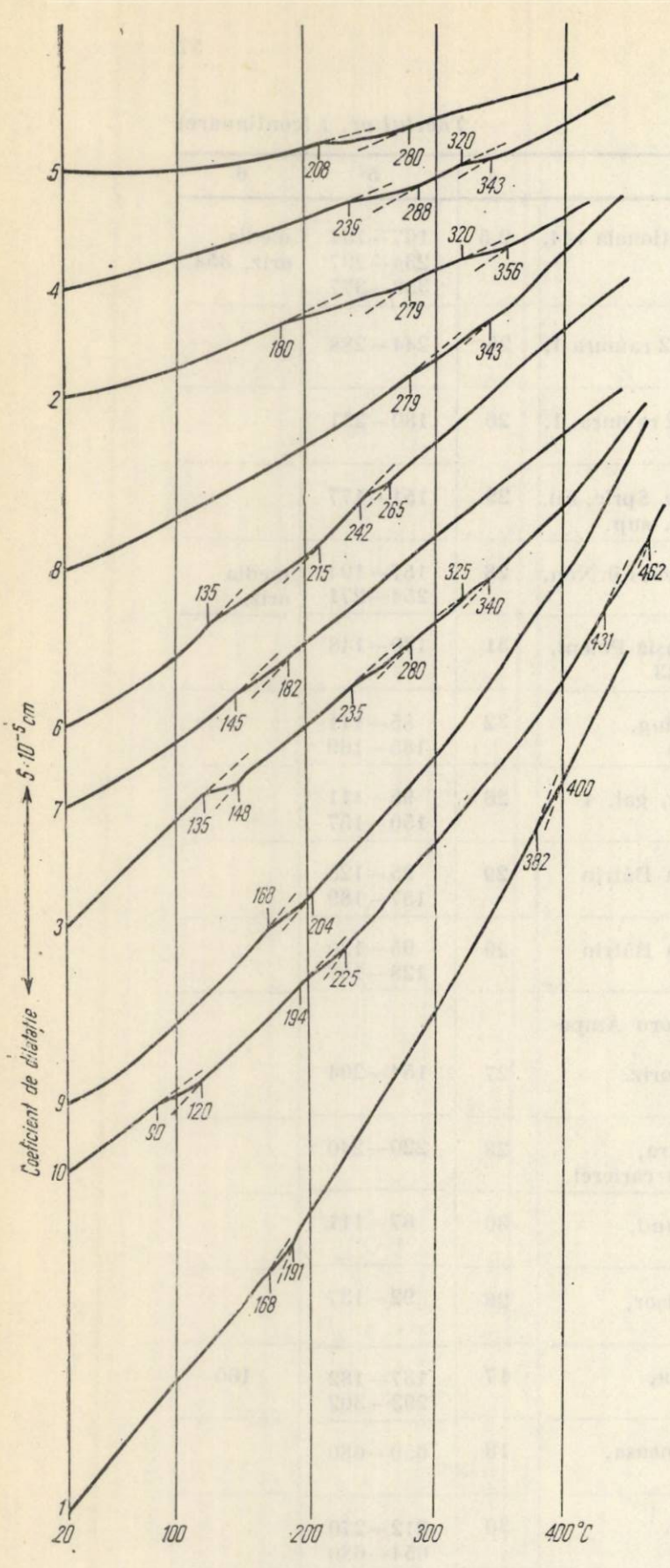

Coefficient de dilatation 5·10⁻⁵cm
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
20
100
200
300
400°C
208
280
320
343
239
288
320
356
180
279
343
279
242
265
215
135
325
340
462
145
182
235
280
431
135
148
400
382
168
204
225
194
90
120
191
168

Fig. 2

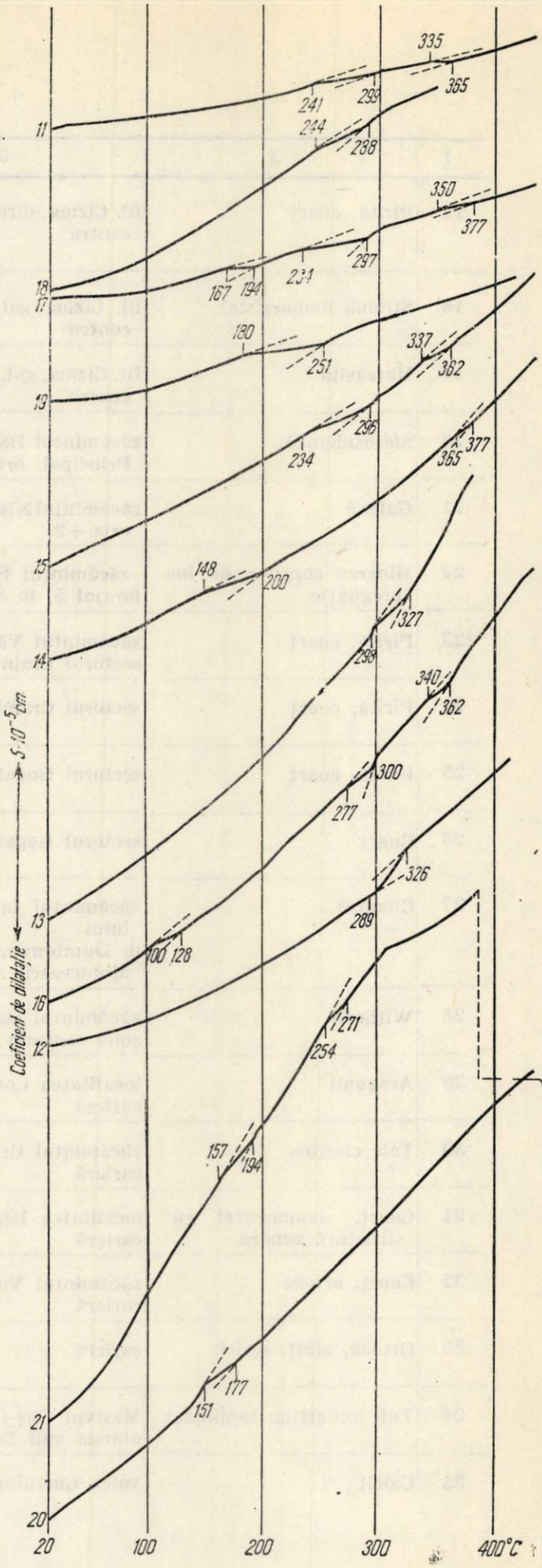
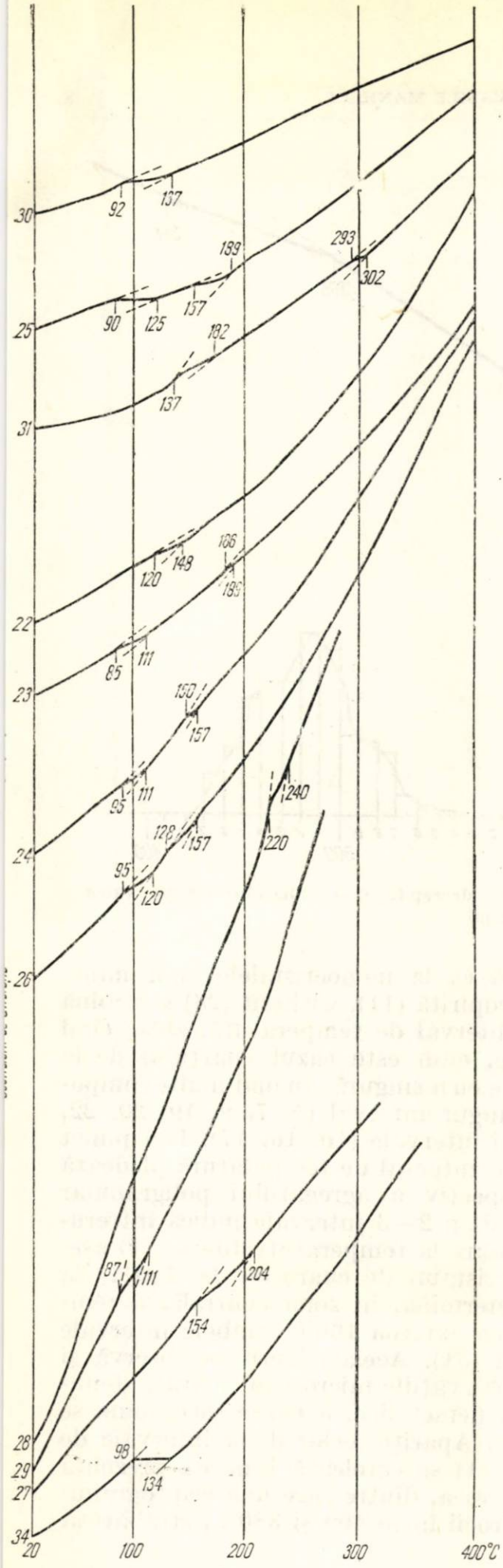

Coefficient de dilatation 5·10⁻⁵cm
11
18
17
13
15
14
16
12
21
20
20
100
200
300
400°C
335
241
299
365
244
238
350
377
167
194
231
297
180
251
337
362
234
295
365
377
148
200
327
298
340
362
277
300
326
289
100
128
271
254
157
194
177
151

Fig. 3



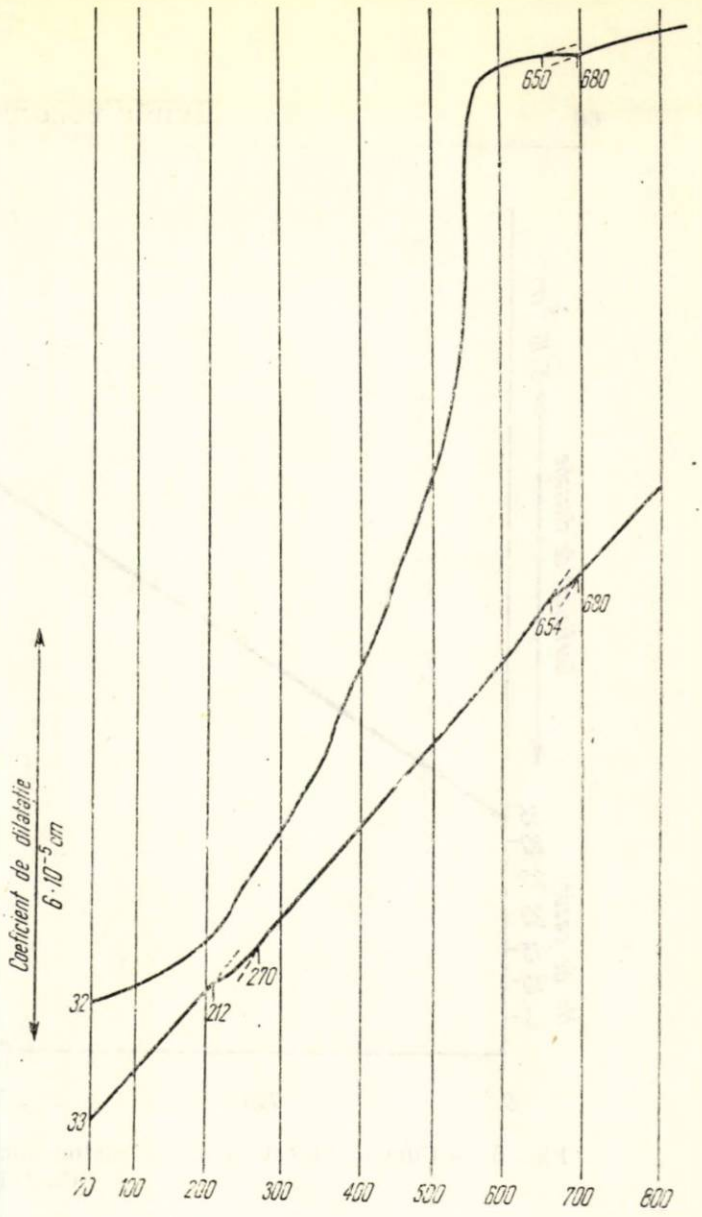


Fig. 5

Fig. 2—5. — Curbele dilatometrice ale mineralelor, minereurilor și rocilor analizate.

Fig. 4

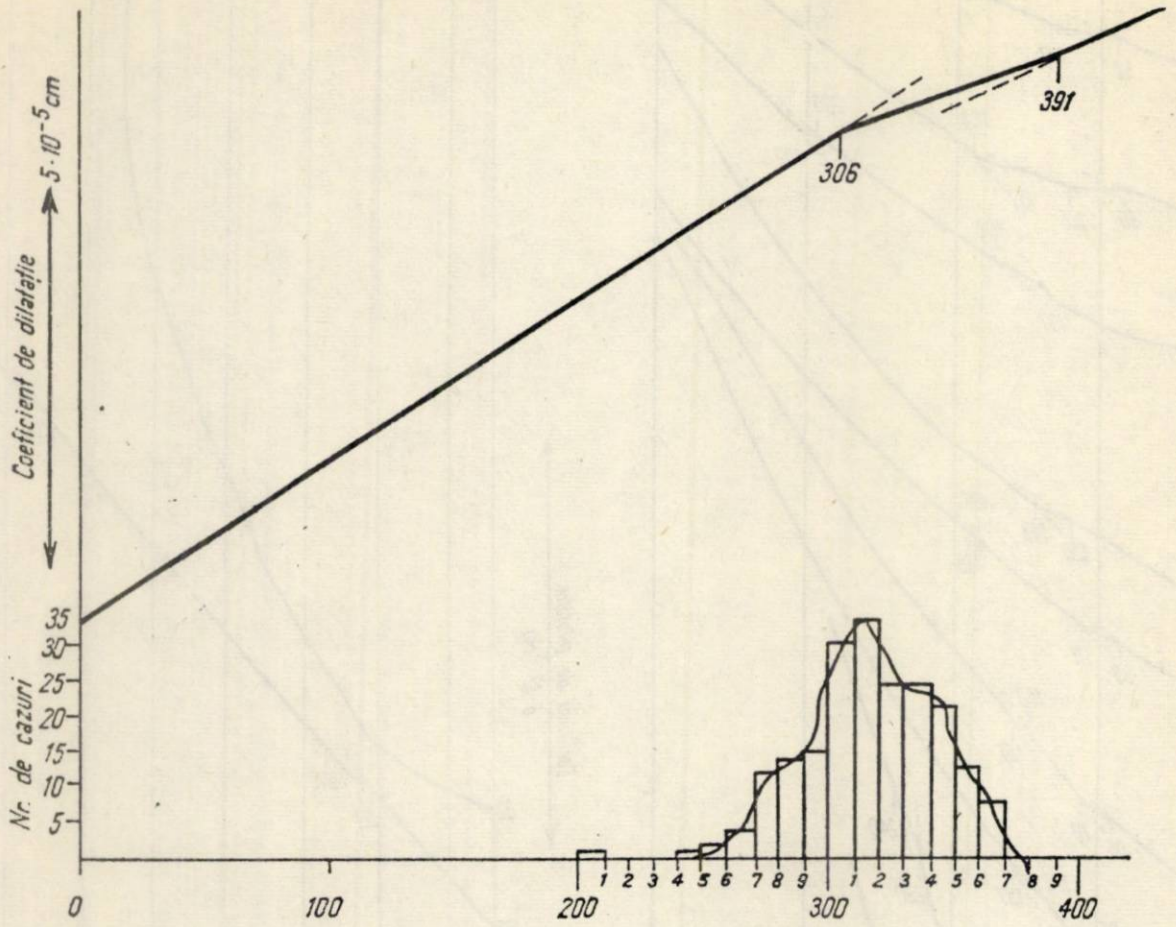


Fig. 6. — Curba dilatometrică și histograma de decrepitație a calcitului de pe valea Curtuiușului.

Analiza datelor prezentate arată că la monocristalele unor minerale ca de exemplu : cuarț (8, 12), calcopirită (11), witherit (28) și stibină (18) se observă apariția unui singur interval de temperatură, chiar cînd acestea sînt asociate cu alte minerale, cum este cazul cuarțului de la nr. 13. În cazul agregatelor poligranulare cu o singură sau mai multe componente, se observă fie apariția unui singur interval (5, 7, 9, 19, 20, 22, 29), fie a doua (1, 6, 23) sau chiar trei intervale (10, 16, 17). Din punct de vedere genetic, apariția unui singur interval de temperatură pledează pentru formarea monocristalului, respectiv a agregatului poligranular într-o singură generație, pe cînd apariția a 2—3 intervale indică întreruperi și reluări ale procesului de cristalizare la temperaturi diferite. O asemenea situație se regăsește la monocristalul de cuarț de la Istria, la care, prin metoda omogenizării, se determină, în zona centrală, o temperatură medie de 304°C, pe cînd în cea externă 160°C, ambele intervale regăsindu-se și pe curba dilatometrică (31). Același lucru se observă și la unele minereuri (2, 3, 16) la care observațiile microscopice arată depuneri succesive de minerale metalice și nemetalice, a căror succesiune se evidențiază și pe curbele dilatometrice. Apariția celor două intervale de temperatură de la Piatra Vărateculuí (1) se corelează bine cu prezența a două generații de cuarț ce alcătuiesc roca, dintre care una criptogranulară, ce alcătuiește masa principală a rocii între 400 și 380°C, străbătută

de filonașe umplute cu cuarț larg cristalizat, format în intervalul 191—168°C. Apariția a trei intervale de cristalizare la piroclastitul andezitic hidrotermalizat de pe valea Caprei (10) pare să fie legată de trei „momente" de metamorfism hidrotermal la care a fost supusă roca. Studiul microscopic al acesteia scoate în evidență depuneri de cuarț metasomatic, asociat local cu turmalină, o cantitate importantă de sericit înlocuind componentele primare ale rocii, ambele acoperite de calcedonie. Este neîndoielnic faptul că asociația cuarț-turmalină s-a format în intervalul 462—431°C, sericitul în intervalul 225—194°C, iar calcedonia între 120 și 90°C. Aceeași scădere a temperaturii de cristalizare se observă și la depunerile succesive de marcasită, în baza depunerilor determinîndu-se o temperatură de circa 250°C (6), în timp ce partea exterioară a acestora (7) cristalizează în intervalul 182—145°C.

Determinările noastre confirmă caracterul epitermal al talcului de la Cerișor (30) și al aragonitului de la Corund (29). Temperatura stabilită dilatometric la aragonit se încadrează în limitele date de Ermakov între 157 și 40°C (citat de N. Petrulian, 1973). Sferosideroza de la Baia Sprie (20) cristalizează la o temperatură inferioară celorlalte minerale din acest zăcămînt (V. Manilici și colab., 1965). Temperatura determinată la minereul de la Roșia-Poieni (22), avînd în vedere adîncimea de la care a fost scoasă proba, pare să corespundă unor depuneri tardive, iar cele determinate la Voineasa (32, 33) se încadrează în limitele de cristalizare ale mineralelor pegmatitice. Intervalul 270—212°C, determinat de proba 33, pare să corespundă sericitului ce înlocuiește parțial feldspații. Dacă ținem seama că la piroclastitul de pe valea Caprei formarea sericitului are loc între 225 și 194°C, se poate conchide că procesul de sericitizare are loc între 270 și 200°C.

Pentru a stabili raportul dintre datele obținute prin metoda dilatometrică și cele prin metoda omogenizării, am efectuat în cîteva cazuri măsurători cu ambele metode pe probe din aceleași eșantioane și s-au comparat datele dilatometrice cu valorile medii de temperatură, obținute la probele de la Băiuț, Văratec, Cizma și Nistru. Urmărirea datelor înscrise în coloanele 5 și 6 din tabel arată că în cazul cuarțului de pe filoanele Botiza (8), Băiuț (13), Cizma (14) și Istria (31) temperatura medie determinată prin metoda omogenizării se situează în intervalul de temperatură stabilit prin metoda dilatometrică. În același timp, unul din intervalele de temperatură stabilit prin metoda dilatometrică coincide cu temperatura medie determinată prin metoda omogenizării pe cristalele de cuarț asociat cu pirită și calcopirită, inclusiv minereu polimetalic, provenite de la același orizont (2, 11, 12, 15, 16, 17, 21). În alte cazuri, temperaturile determinate prin cele două metode sînt destul de apropiate (3, 4), iar valorile minime și maxime de temperatură, determinate prin metoda omogenizării, se situează în majoritatea cazurilor în cadrul limitelor stabilite prin metoda dilatometrică.

În cazul galenei de pe Filonul Nou de la Nistru, pe lîngă cele două intervale de temperatură determinate prin metoda dilatometrică (21), pe curba de dilatație se mai surprinde procesul de decrepitație de la circa 390°C, continuîndu-se după 400°C. Acest proces este precedat, la temperatura de 306°C, de o micșorare sensibilă a coeficientului de dilatație, indicînd atingerea stării de echilibru amintită. Faptul că în acest caz decrepi-

tarea a avut loc la o temperatură superioară celei stabilite pe bază dilatometrică, se poate explica prin prezența, în interiorul probei analizate, a unor incluziuni mai mari, capabile să determine ruperea probei în momentul în care presiunea din interiorul incluziunilor a depășit forța de coeziune.

Temperatura determinată dilatometric la cinabrul de la Izvoru Ampoiului (27) este de același ordin de mărire cu cea determinată de B.V. Merlici (1959) prin metoda omogenizării la cuarțul asociat cu cinabrul din Ucraina transcarpatică. Aceste rezultate arată că prin aplicarea ambelor metode se obțin date comparabile.

În același mod s-au corelat datele dilatometrice cu cele obținute prin metoda decrepitării în cazul calcitului de pe valea Curtuiușului (35), prezentate în figura 6. Dilatometric se obțin schimbări de pantă evidente la temperaturile 307° și 391°C (fig. 6 a), care încadrează bine maximul de frecvență al decrepitărilor, prezentat în histograma din figura 6 (b). În acest caz se regăsește corelarea perfectă între datele obținute prin cele două metode aplicate.

Una din problemele urmărite, în cadrul lucrării de față, a fost aceea a determinării temperaturii de cristalizare a mineralelor la care nu s-a putut aplica metoda omogenizării, fie din cauza lipsei de incluziuni bifazice vizibile la microscop, fie a transparenței reduse datorită numeroaselor incluziuni opace, care împiedică identificarea incluziunilor bifazice. Asemenea situații s-au întîlnit la cristalele de cuarț din zăcămintele de la Baia Mare și Văliug (Munții Semenicului). Obținerea unor rezultate apropiate și chiar identice cu cele găsite pe alte probe de minerale de la același orizont (8, 17), ca și obținerea unor rezultate, practic constante, la probele de la Văliug (23—26), demonstrează că metoda dilatometrică poate fi aplicată, cu succes, în aceste situații.

O altă problemă care a stat în atenția noastră a fost aceea de a determina temperatura la care a avut loc metamorfismul complexelor cristalofiliene și a mineralizațiilor asociate din Carpații Orientali, munții Făgărașului și Poiana Ruscă. Cele cîteva determinări efectuate asupra minereurilor de la Leșu Ursului, Bălan și Muncelu Mic, pe de o parte, și asupra rocilor-gazdă, pe de altă parte, nu sînt suficiente pentru stabilirea cu certitudine a temperaturii la care au loc procesele de metamorfism regional. Ele arată însă că mineralizațiile amintite au fost metamorfozate în aceleași intervale de temperatură ca și rocile-gazdă.

Aceeași metodă a fost aplicată și pentru determinarea temperaturii la care a avut loc procesul de caolinizare al vulcanitelor din Masivul Gutîi (34). În cele cîteva cazuri cunoscute pînă în prezent, s-a obținut un palier bine individualizat între 134 și 94°C; creîndu-se premise pentru determinarea directă a temperaturilor la care au loc procesele de metamorfism hidrotermal.

În concluzie, datele prezentate relevă posibilitatea determinării temperaturii de cristalizare a mineralelor și agregatelor minerale (minereuri și roci), indiferent de granulație, mărimea incluziunilor și transparența probei. Metoda este aplicabilă în cazurile în care nu se pot obține rezultate prin metoda omogenizării, ea contribuind la lărgirea domeniului de investigație paleogeotermometrică. În cazurile cercetate, metoda dilato-

metrică, cea a omogenizării și cea a decrepitării pot furniza rezultate comparabile.

Rezultatele obținute prin aplicarea metodei dilatometrice la studiul minereurilor, corelate cu datele microscopice, geochimice etc. permit descifrarea mai sigură a condițiilor de formare ale acestora, iar prin aplicarea ei la studiul vulcanitelor metamorfozate hidrotermal se pot obține date asupra temperaturilor la care au avut loc diversele procese de automorfism.

DÉTERMINATION DE LA TEMPÉRATURE DE CRISTALLISATION DES MINÉRAUX ET DES ROCHES À L'AIDE DU DILATOMÈTRE

RÉSUMÉ

Les cristaux et les agregats cristallins englobent durant leur accroissement soit de petites quantités du fluide aux dépenses duquel ils se sont développés, soit d'autres minéraux cristallisés antérieurement. À la pression et à la température de cristallisation, le minéral hôte et le matériel des inclusions sont en équilibre.

Dès que la température baisse au niveau correspondant à la surface de l'écorce terrestre, les parois des vacuoles qui abritent les inclusions abboutissent à un état de tension par rapport à la préssion correspondant à la température initiale. En chauffant le minéral à sa température de formation on rétablit l'état d'équilibre correspondant à la pression initiale. En déterminant l'intervalle de température à laquelle ce phenomène a lieu on détermine implicitement la température de formation du minéral. Une pareille détermination est possible à l'aide du dilatomètre.

La manière dont se présentent les courbes de dilatation varie en fonction de la nature des inclusions. Théorétiquement sont possibles les situations suivantes :

1. Le minéral contient seulement des inclusions gazeuses qui par chauffage se maintiennent à ce même état.

2. Le minéral contient des inclusions gazeuses et une petite quantité de liquide, qui par chauffage passe à l'état gazeux.

Dans les deux cas la dilatation a lieu conformément à la figure 1 *a*; à la température de cristallisation du minéral, la pression du gaz ést égale à la tension du cristal hôte. Dans ces conditions la valeur du coefficient de dilatation diminue, tendant vers zéro, durant tout l'intervalle de cristallisation du minéral; cependant, en continuant le chauffage, le coefficient revient à la valeur normale, correspondant au minéral.

3. Le minéral contient des inclusions biphases, avec une proportion élevée de liquide, qui par chauffage deviennent homogènes, la phase gazeuse se disolvant dans celle liquide. Etant donné que le coefficient de dilatation des liquides est supérieur à celui des solides, par le chauffage du système, si le nombre des inclusions est important, sur la courbe de dilatation on observe, avant le pallier correspondant à l'état d'équilibre, une modification de la pente dans le sans qu'elle approche de la verticale (fig. 1 *b*) pour qu'elle revient ensuite à son allure normale.

4. Le coefficient de dilatation des inclusions solides peut être plus petit, égal ou plus grand que celui du minéral hôte. Dans les deux premiers cas la courbe de dilatation n'est guère perturbée par l'inclusion solide, alors que dans le troisième cas, juste au moment où le minéral inclus touche les parois de la vacuole, le coefficient de dilatation se met à augmenter jusqu'à ce qu'il atteint l'état d'équilibre (fig. 1 *c*) et ensuite la dilatation découle normalement.

On a appliqué cette méthode pour déterminer la température de cristallisation des minéraux suivants : quartz, sidérite, aragonite, talc, withérite, orthose, galène, pyrite, blende, chalcopyrite, stibine, cinabre, minerai pyriteux, minerai polymétallique et pyrito-cuprifère, quartzite hydrothermale, andézite silicifiée et séricitisée. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 1 et dans les figures 2—6. Les courbes de dilatation ont été tracées à l'aide d'un dilatomètre avec enregistrement optique, utilisant des échantillons cylindriques longs de 2—3 cm et à diamètre de 5—6 mm. Le chauffage a lieu avec une vitesse de 5°C/minute et l'enregistrement avec une amplification de 1000×.

La méthode peut être appliqué pour établir la température de cristallisation des monocristaux, des agrégats polygranulaires, y compris des minerais et des roches affectées par le métamorphisme hydrothermal.

BIBLIOGRAFIE

Bolgiu O., Manilici V. (1972), *L'utilisation de la méthode dilatométrique pour l'étude paléogéothermometrique de sulfures metalliques*, Abstracts International Geological Congres, Twenty-fourth session, p. 412, Montreal, Canada.

Kennedy G. (1950), *„Pneumatolysis" and the liquid inclusion méthode of geologic Thermometry*, Ec. Geol., **45**, *6*, 533—547.

Borcoș M. (1970), *Cercetări de microtermometrie geologică cu privire specială asupra unor procese metalogenetice și petrogenetice din România*, rezumatul tezei de doctorat, Centrul de multiplicare Univ. București.

Petrulian N. (1973), *Zăcăminte de minerale utile*, Editura tehnică, București.

Pomîrleanu V. (1971), *Geotermometria și aplicarea ei la unele minerale din România*, Edit. Acad. R.S.R., București.

— (1975), *Decrepitometria și aplicațiile ei în prospecțiunea zăcămintelor de minereuri*, Edit. tehnică, București.

Primit în redacție la 22 aprilie 1975

Institutul politehnic,
Laboratorul de mineralogie,
Splaiul Independenței, nr. 313, București

DISTRIBUȚIA La, Y și Yb ÎN INTRUZIUNILE GRANITOIDE DIN PARTEA ESTICĂ A AUTOHTONULUI DANUBIAN (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

H. SAVU, CONSTANȚA UDRESCU

INTRODUCERE

Cunoașterea sub aspect petrografic a granitoidelor din partea estică a autohtonului danubian se datorează lui L. Mrazec (1899), St. Ghica-Budești (1932), G. Manolescu (1937), G. Paliuc (1937) și altor cercetători ale căror observații se găsesc în manuscris. În 1963, Al. Codarcea și L. Pavelescu prezintă, într-o lucrare de sinteză asupra granitoidelor din autohtonul danubian, particularitățile geologice și petrografice ale corpurilor intruzive din această unitate structurală, menționînd că ele au rezultat din magme acide, de origine litogenă.

Cercetările noastre (H. Savu, 1970; H. Savu și colab., 1972, 1973, 1975) au condus la concluzia că diferitele corpuri granitoide din autohtonul danubian s-au format în decursul mișcărilor baicaliene (assyntice tîrzii; 500—550 m.a.), într-o succesiune strînsă care începe cu granitoidele sinorogene de Șușița și se încheie cu granitoidele tardeorogene de Novaci și rocile filoniene. Distribuția spațială a acestor corpuri formează o serie de aliniamente care corespund zonelor anticlinale majore. Fac excepție granitoidele tardeorogene de Novaci și Stănceşti, situate pe rama de sud a autohtonului danubian, care se pare că nu sînt controlate de o anumită structură anticlinală.

Sub aspect mineralogic și petrografic, menționăm că în granitoidele tardeorogene, cum sînt cele de Novaci în special, se concentrează în cantitate mai mare decît în celelalte roci minerale accesorii, ca zircon, sfen, apatit, ortit și mai rar monazit și fluorină. Aceste minerale sînt incluse în majoritatea lor în lamelele de biotit (H. Savu și colab., 1973).

DISTRIBUȚIA La, Y și Yb

Pentru urmărirea distribuției pămînturilor rare au fost analizate prin spectrografie de emisie toate tipurile de roci intruzive care intră în alcătuirea corpurilor granitoide, precum și rocile filoniene care le străbat (tabelele nr. 1, 2, și 3)[1]. Dintre pămînturile rare numai La, Y și Yb au putut fi determinate prin metoda de analiză directă, fără o îmbogățire chimică prealabilă.

Lantanul este prezent în cantități reduse în cele mai multe corpuri granitoide, sinorogene, variind între <30 și 50 ppm, valori care

[1] Pentru comparație, în tabele sînt redate și conținuturile de Zr, element a cărui geochimie s-a prezentat în alte lucrări (H. Savu și colab., 1972, 1973, 1975).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 65–75, BUCUREȘTI, 1976

Tabelul nr. 1

Conținuturile (ppm) de La, Y, Yb și Zr în granitoidele de Șușița

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	La	Y	Yb	Zr	Indicele de diferențiere
1	317	diorit	creasta de la est de valea Jiului	37	27	2,4	370	+ 3,98
2	11	diorit cuarțifer	cariera valea Jiului	38	18	1,6	380	+ 6,22
3	40	granodiorit	valea Jiului	<30	12	1,4	195	+ 8,99
4	54	granodiorit	valea Jiului	40	13	1,5	200	+ 8,89
5	247	granodiorit	valea Șușița	<30	13	1,8	182	+11,38
6	56	granodiorit cu hornblendă și biotit	valea Sadului	36	17	1,7	275	+ 6,45
7	120	granodiorit cu biotit	pîrîul Morilor	44	12	1,5	168	+ 9,55
8	276	granit cu biotit	valea Susenilor	40	10	1,3	172	+10,57
9	249	granit cu biotit	valea Șușița	<30	11	1,6	210	+11,18
10	47	granit porfiric	valea Jiului	<30	17	1,7	152	+14,48
11	121	granit cu biotit	valea Porcului	46	23	2,6	340	+13,23
12	284	granit cu muscovit	valea Susenilor	<30	7	0,8	100	+13,08
13	82	granit cu feldspat cenușiu	valea Bratcului	57	7	0,5	150	+15,28
14	75	granit cu muscovit	valea Sadului	<30	11	1,2	52	+14,52
15	7	granit laminat	valea Romanului	37	12	1,4	120	+11,28
16	108	lamprofir	valea Jiului	<30	20	2,7	152	+ 1,62
17	30	lamprofir	afluentul drept al pîrîului Romanului	<30	21	3,4	145	− 3,70
18	45	porfir dioritic	valea Jiului	<30	17	2,0	150	+ 2,56
19	6	granit pegmatoid masiv cu feldspat potasic cenușiu	valea Gilortului	40	15	1,6	40	+13,25
20	13	granit pegmatoid	valea Jiului	54	10	0,7	90	+15,13
21	15	aplit albitizat	valea Jiului	<30	8	1,2	160	+10,30
22	21	aplit	valea Jiului	40	11	1,3	172	+10,61
	44	separație melanocrată în granodiorit	valea Jiului	<30	12	1,4	180	+ 9,06

Tabelul nr. 2

Conținuturile (ppm) de La, Y, Yb și Zr în granitoidele de Parîng

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	La	Y	Yb	Zr	Indicele de diferențiere
1	54	diorit cuarțifer	valea Latoriţa	47	28	2,8	250	+ 7,05
2	47	granodiorit	valea Latoriţa	105	40	3,4	300	+ 7,44
3	915	granodiorit	valea Latoriţa	42	25	2,3	220	+ 7,55
4	34	granodiorit	valea Latoriţa	52	29	2,6	230	+ 7,10
5	1460	granodiorit porfiric	valea Latoriţa	66	25	1,9	300	+10,30
6	1492	granodiorit	lacul Călcescu	62	19	2	240	+10,17
7	1496	granodiorit	izv. Lotrului	53	15	2	285	+10,01
8	16	granodiorit porfiric	vf. Urdele	68	19	1,6	240	+10,49
9	52	granodiorit	valea Latoriţa	46	24	2,6	210	
10	41	granodiorit	valea Latoriţa	40	19	1,8	80	
11	53	granodiorit	valea Latoriţa	58	20	1,6	250	
12	59	granodiorit	valea Latoriţa	<30	15	1,6	155	
13	1384	granodiorit	Latoriţa Benghii	50	28	2,3	250	
14	1474	granodiorit	şaua Gruiu	60	14	1,2	250	
15	8	granodiorit	Urdele	75	25	2,1	260	
16	49	granodiorit porfiric	valea Latoriţa	42	17	1,6	240	
17	56	granodiorit porfiric	valea Latoriţa	46	31	2,5	230	
18	13	granodiorit porfiric	Urdele	62	23	2,4	330	
19	1366	granodiorit porfiric	valea Latoriţa	<30	11	1,2	65	
20	1369	granodiorit porfiric	valea Latoriţa	57	18	2,3	270	
21	1458	granodiorit porfiric	Coasta lui Rus	34	17	2,1	145	
22	1465	granodiorit porfiric	valea Jieţului	50	17	2,1	310	
23	1467	granodiorit porfiric	valea Jieţului	<30	10	1,3	155	
24	1482	granodiorit porfiric	vf. Mohoru	50	30	3,2	280	
25	1487	granodiorit porfiric	coasta Vf. Pietrii	42	15	2	270	
26	1495	granodiorit porfiric	izv. Lotrului	40	9	1	200	
27	1423	granit	circul Urdele	46	22	1,7	330	
28	51	granit	valea Latoriţa	57	24	1,7	155	+10,66

(continuare tabelul nr. 2)

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	La	Y	Yb	Zr	Indicele de diferențiere
29	965	granit	valea Rudăreasa	48	16	1,6	155	
30	70	granit	vf. Stevia	<30	9,5	0,7	150	+10,65
31	1441	granit	șaua Urdele	50	23	1,6	180	+12,06
32	879	granit	valea Latorița	40	11	0,6	120	+11,86
33	874	granit	valea Latorița	<30	7	0,5	90	+12,14
34	65	granit	valea Latorița	33	8	0,6	60	
35	10	granit	Urdele	48	18	1,6	130	
36	58	granit	valea Latorița	<30	13	1,3	95	
37	57	granit porfiric	valea Latorița	40	30	2,3	240	
38	37	granit porfiric	valea Latorița	54	22	1,7	180	+10,71
39	899	granit porfiric	valea Latorița	44	17	1,6	235	+11,62
40	39	granit porfiric	valea Latorița	52	18	1,4	200	+10,73
41	1466	granit porfiric	valea Jieţului	62	18	1,2	240	+11,40
42	1380	granit porfiric	valea Latorița	62	21	1,6	220	+11,32
43	1477	granit porfiric	șaua Urdele-Mohor	<30	14	2	285	+11,09
44	36	granit porfiric	valea Latorița	52	10	0,9	190	+13,13
45	1393	granit porfiric	Muntinu Mare	40	16	1,4	240	+12,44
46	1468	granit porfiric	izv. Jieţului	<30	17	1,3	200	+11,78
47	63	granit porfiric laminat	valea Latorița	<30	6	0,5	95	+11,92
48	1483	granit porfiric	vf. Mohoru	60	16	2,3	115	
49	64	granit leucocrat laminat	valea Latorița	<30	15	0,8	<30	+14,24
50	68	leucogranit	ɣalea Latorița	36	12	1,0	155	
51	1421	leucogranit	izv. Latorița-Muntinu	50	16	2,3	110	
52	62	porfir granodioritic laminat	valea Latorița	48	25	2,8	370	
53	11	porfir granodioritic	Urdele	50	33	2,7	225	
54	9	porfir granitic	Urdele	42	13	1,5	120	
55	50	granit pegmatoid	valea Latorița	<30	20	1,9	70	+14,25
56	12	granit pegmatoid	Urdele	<30	8,5	1,9	60	
57	15	granit pegmatoid	Urdele	48	18	2,1	175	

Tabelul nr. 3

Conținuturile (ppm) de La, Y, Yb și Zr în granitoidele de Cărpiniș, Stănceşti și Novaci

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă	Localizare	La	Y	Yb	Zr	Indicele de diferențiere
	Granitoide de Cărpiniș							
1	197	diorit	vf. Scăriţa	125	36	3	280	− 0,47
2	126	granodiorit cu biotit larg dezvoltat	valea Aninișul Mare	48	11	1,1	105	+ 8,45
3	181	granodiorit cu feldspat potasic poichilitic	valea Aninișul Mare	40	10	1,4	145	+ 8,86
4	178	granodiorit cu feldspat potasic poichilitic	valea Aninișul Mare	40	12	1,5	160	+10,10
5	79	granodiorit cu feldspat potasic poichilitic	valea Aninișul Mare	44	12	1,3	100	+ 8,82
6	173	lamprofir	valea Aninișul Mare	<30	16	2,5	130	− 3,53
7	136	porfir granodioritic	valea Aninișul Mare	<30	15	1,8	160	+ 7,20
8	184	separaţie melanocrată biotitică	valea Aninișul Mare	205	25	3	290	+ 6,38
	Granitoide de Stănceşti							
1	172	granit porfiric	Valea Mare-Stănceşti	44	17	1,8	97	+14,33
2	123	granit porfiric	Valea Mare-Stănceşti	50	20	1,9	120	+15,54
3	134	granit cu turmalină	Valea Largă	<30	7,5	1,0	34	+14,29
4	176	granit fin	valea Drăgoeşti	<30	15	1,2	87	+15,85
5	126	granit aplitic	Valea Mare-Stănceşti	<30	11	1,5	108	+13,24
	Granitoide de Novaci							
1	69	diorit cuarţifer	valea Gilortului	90	48	4,2	380	+ 4,04
2	103	granit	valea Gilortului	115	30	3,0	480	+12,27
3	158	granit roşu	vf. Scăriţa	125	29	3,5	580	+14,43
4	200a	granit	valea Gilortului	150	24	2,2	560	+13,02
5	200b	granit	valea Gilortului	165	23	1,9	500	+13,70
6	201	granit porfiric cu fenocristale de feldspat potasic roz	valea Gilortului	135	27	3,0	390	+13,84
7	10	aplit	valea Gilortului	<30	<3	0,4	40	+14,62
8	157	separaţie melanocrată amfibolică	vf. Scăriţa	700	>250	22	1400	+ 1,31

oscilează în jurul mediei de 43 ppm stabilită de L.A. Haskin și colab. (1968). Excepție fac unele din granitoidele de Parîng, care prezintă conținuturi ce ating 105 ppm La.

Cu totul aparte se prezintă corpul granitoid tardeorogen de la Novaci, în care La se găsește în cantități mult mai ridicate, variind între 90 și 165 ppm. Conținuturile ridicate de La în acest corp se explică prin faptul că granitoidele de Novaci prezintă cele mai mari cantități de ortit, apatit, epidot, monazit și alte minerale accesorii, în care La poate să înlocuiască izomorf elementele chimice principale.

De asemenea, La cu raza ionică de 1,22Å, făcînd parte din grupa ceriului, poate fi prezent și în mineralele în a căror compoziție participă elemente cu rază ionică mare, ca Sr, Ba și K, cum ar fi feldspații potasici și eventual plagioclazul (K. A. Vlasov și colab., 1964).

Conținuturi de La deosebit de ridicate au fost determinate în separațiile melanocrate din granitoidele tardeorogene de Novaci și Cărpiniș, care reprezintă acumulări de minerale ce au cristalizat primele din magma granitoidă. Astfel în separația biotitică din granitul de Cărpiniș La atinge 205 ppm, iar în separația amfibolică din granitul de Novaci el ajunge pînă la 700 ppm. De fapt în aceste separații melanocrate se concentrează în cantitate mai ridicată și mineralele accesorii din roca-gazdă, ceea ce explică și conținutul foarte ridicat de zirconiu, care în separația amfibolică ajunge pînă la 1 400 ppm.

Conținuturi variabile de ytriu au fost determinate în toate corpurile de roci granitoide. Acestea oscilează între 6 și 30 ppm, valori care față de media de 33,5 ppm stabilită de L.A. Haskin și colab. (1968) sînt în general mai mici. În cadrul acestui domeniu de variație, granitoidele tardeorogene de Novaci se situează la limita superioară, conținuturile de Y variind între 23 și 30 ppm. Conținuturile în general mai ridicate de Y din acest corp granitoid sînt determinate de prezența în cantitate mai mare a mineralelor accesorii, în special zircon, mineral care concentrează Y mai mult decît celelalte minerale constituente ale rocilor granitoide (M. Dellaloye, R. Chessex, 1967). Această relație rezultă clar din tabelul nr. 3, din care se poate constata că conținuturile de Zr din granitele de Novaci sînt în general mai ridicate decît în celelalte corpuri de roci granitoide.

Conținuturi mai ridicate de 30 ppm Y se întîlnesc în unele diorite, cum sînt cele din corpul de la Cărpiniș — Novaci, și într-un granodiorit din corpul granitoid de Parîng. Conținuturile mai ridicate se datorează probabil faptului că aceste roci conțin amfiboli, minerale în care Y^{3+}, cu raza ionică de 1,6 Å substituie Ca^{2+} cu raza ionică de 1,06 Å (K. Rankama, Th. G. Sahama, 1950). Un exemplu în acest sens este și separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci, în care conținutul de Y atinge o valoare mai mare de 250 ppm.

Yterbiul prezintă conținuturi care în granitoidele sinorogene de Șușița variază între 0,7 și 2,6 ppm, iar în granitoidele tarderorgene de Novaci între 1,9 și 4,2 ppm. Ultima valoare depășește media de 3,25 ppm a conținutului de Yb stabilită de L.A. Haskin și colab. (1968). În separația melanocrată amfibolică din granitul de Novaci conținutul de Yb este de 22 ppm. Se remarcă faptul că în această separație melanocrată, care este formată preponderent din hornblendă verde asociată cu biotit

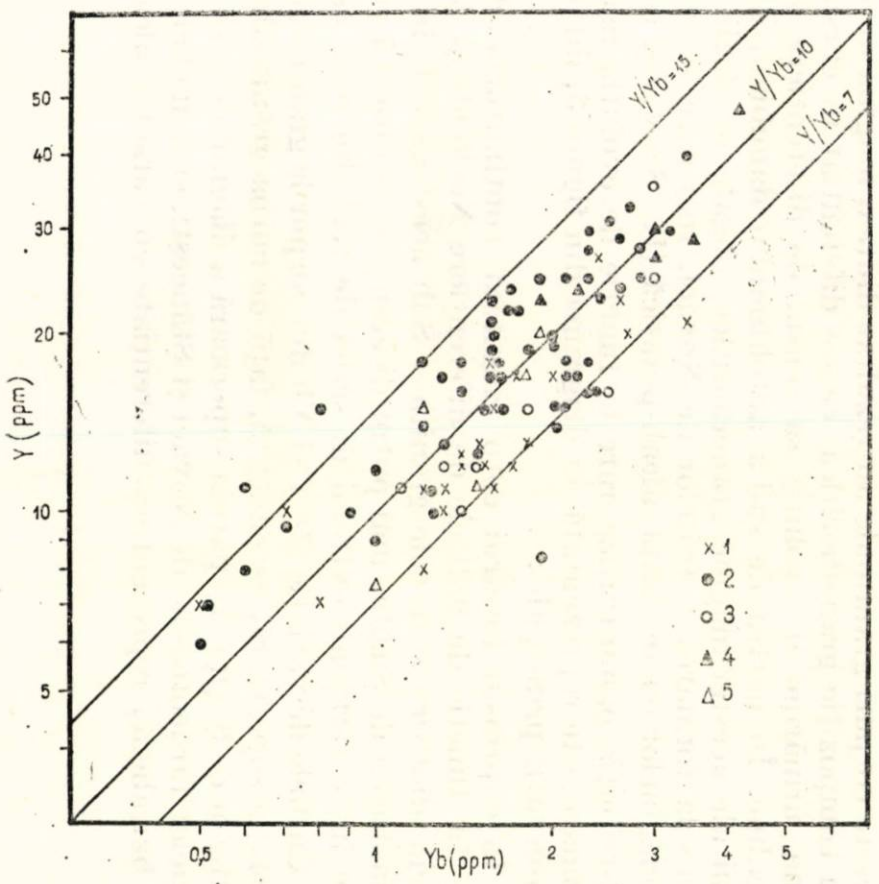


Fig. 1. — Corelația Y—Yb.
1, Granitoide de Șușița; *2*, granitoide de Parîng; *3*, granitoide de Cărpiniș; *4*, granitoide de Novaci; *5*, granitoide de Stănceşti.

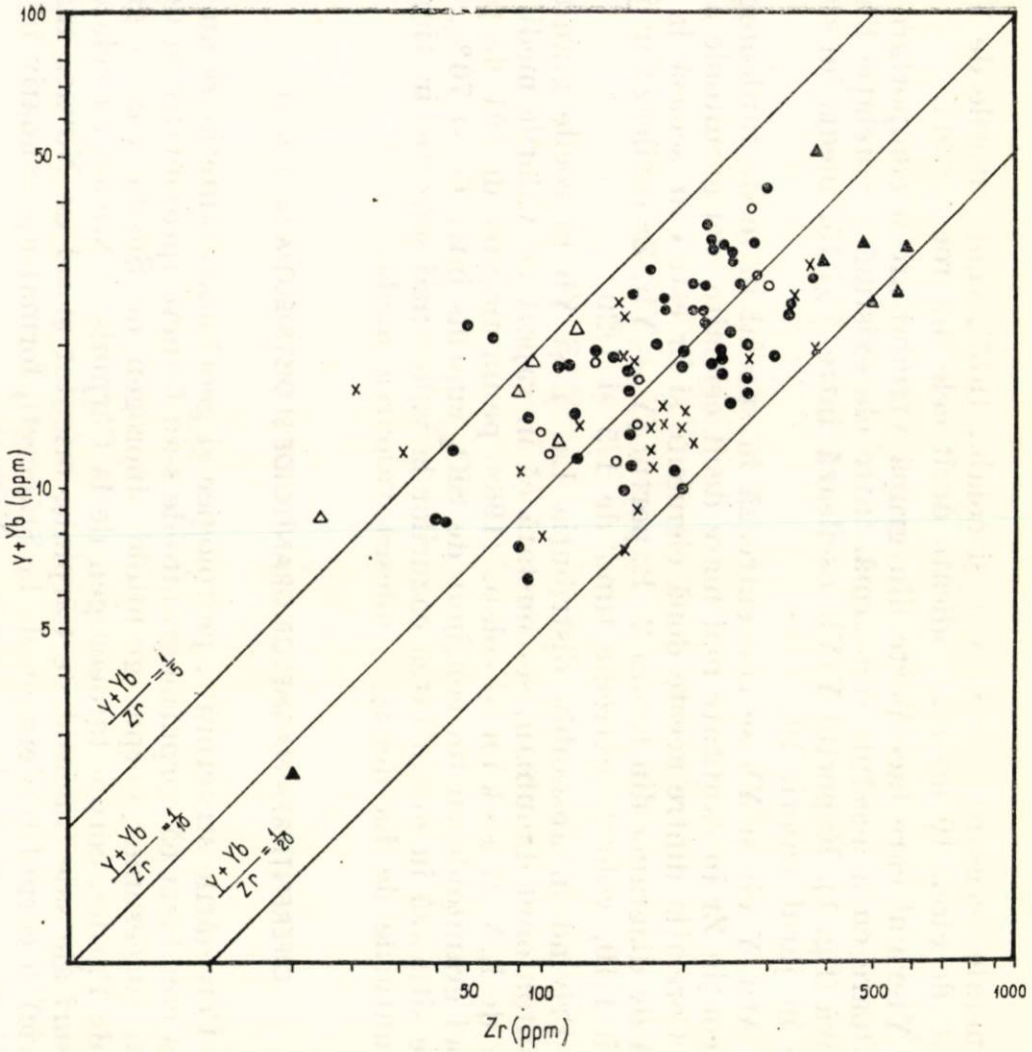


Fig. 2. — Corelația (Y+Yb) — Zr. Legenda de la figura 1.

și minerale accesorii (H. Savu și colab., 1973), conținuturile de Yb și Y sînt de circa 10 ori mai ridicate decît cele din roca-gazdă.

Yterbiul care face parte din grupa ytriului are o comportare asemănătoare cu a acestuia din urmă, între ele existînd o corelație liniară pozitivă (fig. 1). Raportul Y/Yb oscilează între 7 și 15, media lui situîndu-se în jurul valorii 10.

Atît Y cît și Yb se concentrează în special în rocile tardeorogene, care conțin Zr în cantitate mai mare decît celelalte roci granitoide analizate. Corelația dintre aceste două elemente și Zr este clar scoasă în evidență de diagrama din figura 2. Raportul (Y + Yb)/Zr oscilează în jurul valorii 1/10, valorile extreme fiind de 1/5 și 1/20.

Privind în ansamblu distribuția La, Y și Yb în rocile granitoide din autohtonul danubian, se constată că în raport cu valorile medii stabilite de L.A. Haskin și colab. (1968) pe un amestec de 191 de probe de roci granitoide cu un conținut de SiO_2 cuprins între 60 și 70%, Y și Yb se situează în majoritatea cazurilor la valori mai scăzute, în timp ce conținuturile de La depășesc adesea valoarea medie.

DIFERENȚIEREA MAGMELOR GRANITOIDE ȘI DISTRIBUȚIA La, Y și Yb

Cercetările structurale, petrologice și geochimice anterioare au condus la concluzia că corpurile granitoide s-au format aproximativ în următoarea succesiune: corpul granitoid sinorogen de Șușița, corpul granitoid de Parîng, corpul tardeorogen de la Cărpiniș — Novaci cu cele două faciesuri ale sale (faciesul de Cărpiniș, orientat și cel de Novaci, masiv-porfiric) și corpul tarderogen de la Stănceşti, format aproximativ în același timp cu cel de la Cărpiniș — Novaci.

Aceste corpuri granitoide au rezultat dintr-o magmă de origine litogenă, cu compoziție granodioritică, ce s-a diferențiat în cursul mișcărilor baicaliene, urmărind în evoluția sa sensul de diferențiere al magmelor calco-alcaline. În partea de sud a autohtonului danubian, diferențiatele mai tîrzii ale acestei magme granodioritice, bogate în alcalii și volatile, au condus la formarea granitelor de Novaci, roci care se încadrează în familia magmelor cu tendință alcali-potasică (H. Savu și colab., 1973).

Distribuția pămînturilor rare în funcție de evoluția magmei granitoide primare este reprezentată în diagrama din figura 3, din care rezultă două observații principale:

1) În cuprinsul fiecărui corp granitoid conținuturile de Y și Yb descresc în funcție de indicele de diferențiere Nockolds și Allen (1953), de la rocile dioritice spre cele granitice. Sub acest aspect, în corpul granitoid sinorogen de Șușița, mai puțin diferențiat, se observă cele mai mici diferențe între termenii extremi ai seriei de roci din care este alcătuit.

2) Curbele de variație ale Y și Yb din corpurile granitoide se situează într-o poziție superioară, ascendentă, față de curba granitoidelor din corpul sinorogen de Șușița. În partea superioară a diagramei se situează curba granitoidelor tardeorogene de Novaci și Stănceşti, care încheie seria intruziunilor baicaliene, reprezentînd diferențiate cu caracter alcalin.

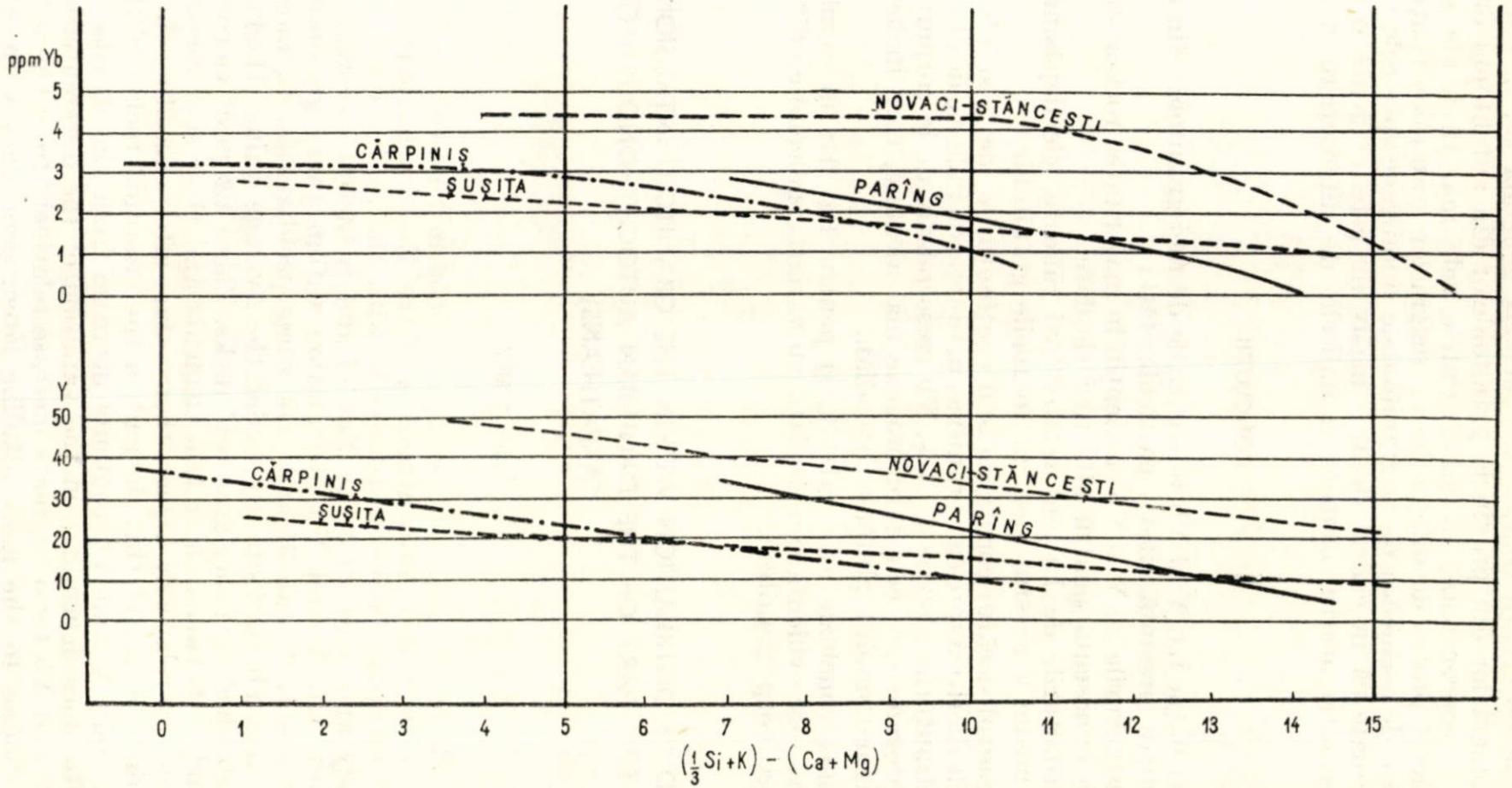


Fig. 3. – Distribuţia Y şi Yb în corpurile de roci granitoide din autohtonul danubian.

Aceste observații conduc la concluzia generală că, în cursul diferențierii magmelor din provincia granitoidelor din autohtonul danubian, Y și Yb se concentrează în diferențiatele cele mai tîrzii ale acestora.

În acest proces de diferențiere a magmelor granitoide conținuturile de La cresc de asemenea de la granitoidele sinorogene spre cele tardeorogene, cu toate că în cadrul fiecărui masiv nu este evidentă o corelație între distribuția acestui element și indicele de diferențiere a magmei.

CONCLUZII

Distribuția La, Y și Yb în corpurile de roci granitoide din autohtonul danubian prezintă cîteva particularități:

Conținuturile de Y și Yb se mențin în majoritatea rocilor sub valoarea medie cunoscută pentru alte roci similare.

Conținuturile de La sînt relativ mai ridicate, ele depășind adesea valoarea medie a acestui element în rocile granitoide.

În cadrul fiecărui corp granitoid conținuturile de Y și Yb descresc de la rocile dioritice spre cele granitice, în funcție de indicele de diferențiere.

Conținuturile globale de Y și Yb cresc relativ de la corpurile granitoide sinorogene spre cele tardeorogene mai alcaline, care încheie activitatea magmatismului plutonic baicalian.

Ultima concluzie este valabilă și pentru La, dar în cazul acestui element nu este evidentă și o corelație cu variația indicelui de diferențiere din fiecare corp granitoid.

La, Y AND Yb DISTRIBUTION WITHIN THE GRANITOID INTRUSIONS FROM THE EASTERN PART OF THE DANUBIAN AUTOCHTHONOUS (SOUTHERN CARPATHIANS)

SUMMARY

The Baikalian granitoid rocks (500—550 m.y.) form, in the eastern part of the Danubian Autochthonous of the Eastern Carpathians, a sequence of intrusive bodies which starts with the Șușița synorogene granitoid body and ends with the Novaci and Stănceşti lateorogene granitoid bodies. La, Y and Yb distribution within these granitoid bodies varies (tables 1, 2, and 3) and has some peculiarities. In most of the rocks, Y and Yb contents are under the average value (Haskin et al., 1968) established for other granitoid rocks. There are positive correlations (figs. 1 and 2) between these two elements and their sum related to Zr. La contents are relatively higher, their values often exceeding the average value of distribution of this element in the granitoid rocks. Within each granitoid body Y and Yb contents decrease from the dioritic rocks to the granitic ones depending on the variation of the differentiation index (fig. 3). Y and Yb total contents increase relatively from the synorogene granitoid bodies to the more alkaline lateorogene ones with which the

activity of the Baikalian plutonic magmatism ends (fig. 3). La has a similar behaviour, without presenting an obvious correlation with the variation of the differentiation index of each granitoid body.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al., Pavelescu L. (1963), *Considérations sur la genèse des roches granitoides de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales*, Assoc. Géol. Carp.—Balk. Congr. V, **II**, 9—15, București.

Delaloye M., Chessex R. (1967), *Données sur les teneurs en hafhium et yttrium des zircons*, C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Geneve, **1**, **3**, 168—177.

Ghika-Budești Șt. (1932), *Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales, Roumanie)*, An. Inst. Géol. Roum., **XVI**, 5—68.

Haskin L. A., Frey F. A., Wildeman T. R. (1968), *Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. Origin and distribution of the elements*, edit. de L.H. Ahrens. Intern. Ser. Monograph. Earth. Sci., **3**, 889—912.

Manolescu G. (1937), *Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales-Roumanie)*, An. Inst. Géol. Roum., **XVIII**, 79—172.

Mrazec L. (1899), *Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu*, Bul. Soc. St. București, **VIII**, *4—5*, 407—416.

Nockolds S. R., Allen R. (1953), *The geochemistry of some igneous rock series*, G.C.A., **4**, 105—142, Oxford.

Paliuc G. (1937), *Étude géologique et pétrographique du Massif Parîng et des Munții Cimpii, Carpații Meridionali*, An. Inst. Géol. Roum., **XVIII**, 173—280.

Rankama K., Sahama Th. G. (1950), *Geochemistry*, Chicago.

Savu H. (1970), *Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali)*, D.S. Inst. geol., **LVI**, *5*, 123—153.

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972), *Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpații Meridionali)*, An. Inst. geol., **XXXIX**, 257—297.

— (1973), *Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș-Novaci (Munții Parîng), petrologia și geochimia lor*, An. Inst. geol., **XL**, 225—305.

Savu H., Schuster A., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța, Mărunțiu M. (1975), *Studiul structural, geochimic și petrologic al granitoidelor din zona centrală și nordică a munților Parîng*, D.S., I.G.G., **LX**.

Vlasov K. A., Serdiucenko D. P., Eskova E. M., Borodin L. S. (1964), *Geochimia, mineralogia i gheneticeskie tipi mestorojdenii redkih elementov*, Nauka, Moscova.

Primit în redacție la 10 ianuarie 1976

Institutul de geologie și geofizică

UNELE OBSERVAȚII ASUPRA ALBITIZĂRII GRANITOIDELOR DIN PARÎNG

DE

MARIN ȘECLĂMAN, VIRGIL ARSENESCU

Dezvoltarea relativ tîrzie a albitului în rocile granitoide a fost remarcată de numeroși cercetători. În unele cazuri, albitul apare ca o coroană de supracreștere în jurul cristalelor de plagioclaz, la contactul acestuia din urmă cu feldspatul potasic, sau ca albit intergranular. Pentru aceste situații particulare au fost propuse mai multe explicații. O.F. Tuttle (1952), H. Ramberg (1962) și alții consideră că albitul intergranular își are originea în feldspatul alcalin al granitoidelor care, în decursul răcirii, se dezamestecă în feldspat potasic și albit. J.J.W. Rogers (1961) este de părere că albitul intergranular, respectiv „bordurile" de albit, au cristalizat direct dintr-o soluție magmatică reziduală, sincron cu feldspatul potasic. J.J.C. Schermerhorn (1965) și alții invocă „soluții albitice" tîrzii, care determină o substituire cu albit a feldspaților preexistenți.

În alte cazuri, albitizarea este corelată intim cu o dezvoltare în paralel a epidotului. D. Giușcă (1935) și L. Mrazec și D. Giușcă (1935), studiind asociația celor două minerale în granitoidele din Dobrogea și din Alpi, ajung la concluzia că ele se formează prin descompunerea plagioclazului în prezența apei. Studiile ulterioare, întreprinse de numeroși cercetători, au demonstrat că acest proces, adesea denumit „saussuritizare", are o largă răspîndire.

CARACTERISTICILE ALBITIZĂRII ÎN GRANITOIDELE DIN PARÎNG

Încă mai de mult, în Munții Parîng au fost evidențiate două tipuri structurale de granitoide: masive și șistoase. Granitoidele masive sînt în esență alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic și cuarț, în proporții care variază în limite largi. La acestea se adaugă mici cantități de minerale femice, printre care mai des întîlnit este biotitul, mai mult sau mai puțin cloritizat. În funcție de proporțiile mineralelor salice, se pot separa cîteva tipuri petrografice, termenii granitici și granodioritici fiind cei mai frecvenți. Granitoidele șistoase au în general aspectul unor șisturi cuarțo-feldspatice, adesea cu structuri oculare, determinate de existența unor ochiuri feldspatice, mai rar cuarțoase. Cercetătorii anteriori (H. Savu și colab., 1972; H. Savu, 1972) au arătat că aceste granitoide sînt consecința unui metamorfism regional de vîrstă hercinică și de aceea pot fi denumite „metagranite". Uneori, metagranitele își pierd complet compoziția mineralogică și structura inițială, căpătînd aspectul șisturilor sericitoase. În formarea acestor ortoșisturi, un rol hotărîtor l-au jucat laminările care s-au manifestat ca un proces regional de alunecare a cor-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 77–84, BUCUREȘTI, 1976

purilor de granitoide de-a lungul unor plane de forfecare, materializate ca plane de foliaţie.

Albitizarea este un element component al procesului general de modificare subsolidus a compoziţiei granitoidelor şi de aceea poate fi considerat un element al procesului general de metamorfism. Esenţial este însă faptul că sincron cu albitul se dezvoltă şi alte minerale, iar din acest punct de vedere se pot deosebi două tipuri, mai mult sau mai puţin distincte :

1. albitizarea corelată cu dezvoltarea în paralel a epidodului ;
2. albitizarea corelată cu dezvoltarea în paralel a muscovitului, cuarţului secundar şi calcitului.

1. Primul tip se manifestă cu precădere în granitoidele sărace în feldspat potasic, precum şi în diferenţiatele dioritice. În esenţă, el constă într-o descompunere a plagioclazului iniţial al rocilor, cu formarea unui agregat de albit şi epidot. Epidotul se dezvoltă de fapt pe seama anortitului şi de aceea reacţia minerală care controlează procesul poate fi scrisă astfel :

$$\text{plagioclaz} + H_2O \rightarrow \text{albit} + \text{epidot} \qquad (1)$$

În general, albitul rezultat prin reacţia (1) moşteneşte orientarea reţelelor iniţiale de plagioclaz, dezvoltîndu-se sub forma unor cristale relativ mari, care includ granule relativ mici de epidot sau zoizit (fig. 1*a*). Imaginea de ansamblu este a unor granule poikilitice de plagioclaz, care au incluziuni epidotice în centru şi o bordură de albit pe margini. Bordura de albit se formează chiar în timpul descompunerii plagioclazului. Astfel, epidotul, fixîndu-se pe reţeaua plagioclazului, determină scoaterea din soluţia plagioclazică a albitului, acesta din urmă fiind „forţat" să migreze spre exteriorul granulelor plagioclazice, generînd coroane de supracreştere. Apare astfel o zonalitate secundară a granulelor care nu are nimic comun cu zonalitatea primară a plagioclazului.

2. Cel de-al doilea tip de albitizare se manifestă cu precădere în granitoidele în care feldspatul potasic şi plagioclazul apar în proporţii oarecum egale. Ca extindere şi ca profunzime, acest tip de albitizare depăşeşte cu mult pe primul. Esenţial pentru acest tip este faptul că dezvoltarea tardivă a albitului este acompaniată în mod evident de apariţia muscovitului, cuarţului secundar şi calcitului.

Repartiţia spaţială a acestor minerale secundare depinde în bună măsură de gradul de laminare a rocilor. În granitoidele masive neantrenate în mişcările de laminare (fig. 1 *b*) albitul apare cu precădere în două ipostaze : a) substituent al feldspatului potasic şi b) ca substituent al plagioclazului. Substituirea feldspatului potasic de către albit conduce adesea la formarea pertitelor de substituţie, caracterizate printr-o largă variabilitate a configuraţiilor şi proporţiilor mineralelor concrescute. Rar, însă, se remarcă şi substituţii totale sau aproape totale.

Muscovitul apare de obicei ca incluziuni sericitice în vechile granule de plagioclaz, însă rolul de gazdă îl joacă nu plagioclazul propriu-zis, ci albitul de neoformaţie. În ultimă instanţă, deci, în granitoidele masive, pe seama plagioclazului iniţial se formează un agregat pokiloblastic de

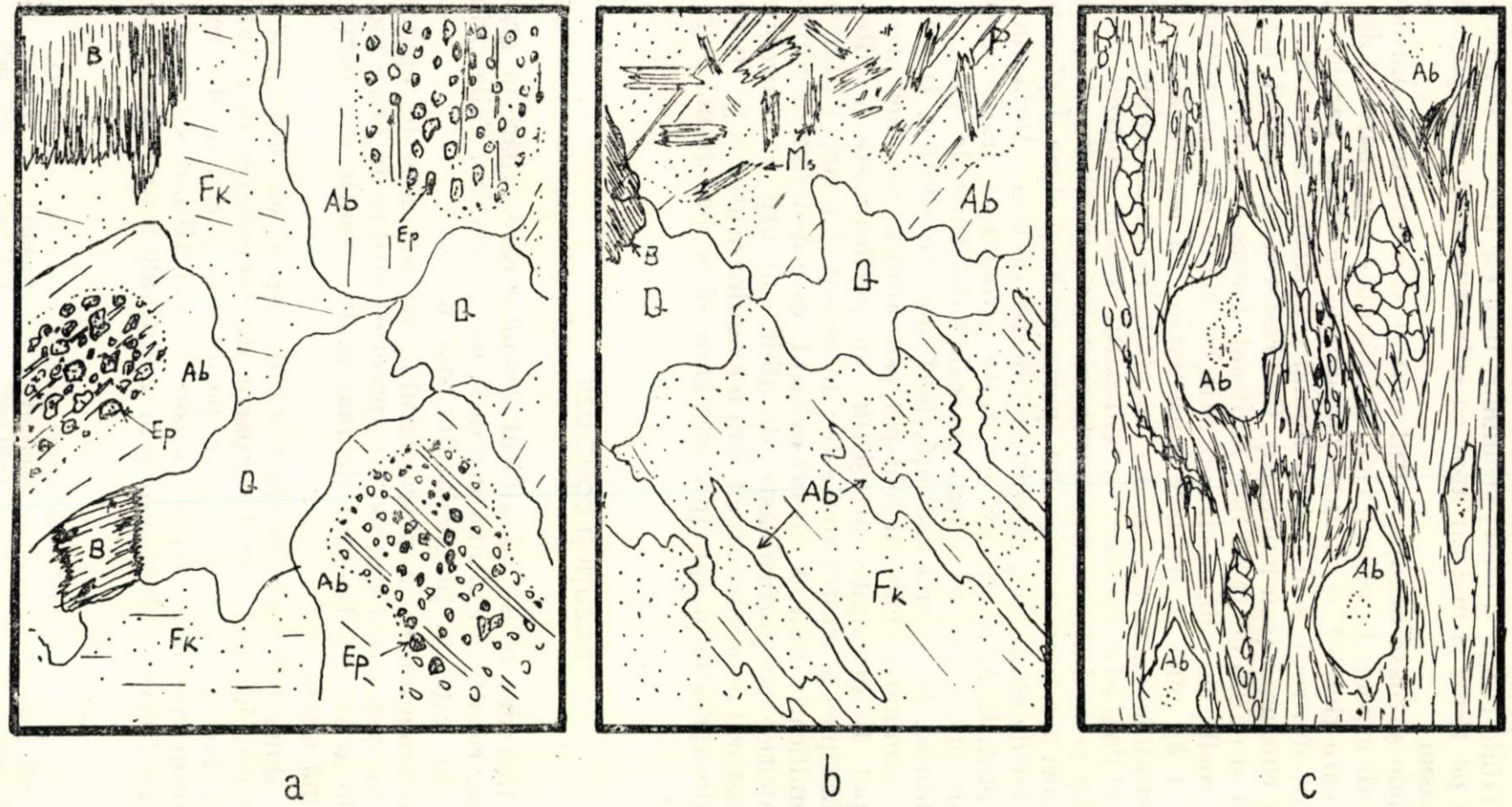


Fig. 1. — Aspecte microscopice ale albitizării granitoidelor din Parîng. a) Albitizarea plagioclazului corelată cu epidotizarea. A se observa dispunerea epidotului în centrul granulelor inițiale de plagioclaz, iar albitul pe margine. b) Albitizare corelată cu muscovitizarea. Muscovitul apare ca incluziuni în fostele cristale de plagioclaz. Albitul de neoformație apare atît la marginea cristalelor muscovitizate de plagioclaz, cît și ca lamele de substituție în feldspatul potasic. c) Porfiroblaste de albit în granitoidele puternic muscovitizate și laminate.

albit și muscovit. În paralel cu aceste două minerale se întîlnesc uneori în cantități apreciabile calcit și cuarț secundar, însă ele tind să se localizeze mai degrabă pe fisuri și mai rar apar ca substituienți ai feldspaților plagioclazi și potasici.

În granitoidele șistoase aranjamentul spațial al albitului și muscovitului capătă un alt aspect. În primul rînd, asistăm la o regrupare a foițelor de muscovit, care tind să se alinieze cu planele de clivaj paralel cu planele de alunecare din rocă, schițînd nu numai șistozitatea granotidelor, dar și o structură rubanată (sau laminată). Cu creșterea șistozității, albitul se diferențiază și el din ce în ce mai mult sub formă de porfiroblaste (fig. 1 *c*). De la rocile cu albit poikiloblastic cu incluziuni neorientate de muscovit (fig. 1 *b*), pînă la șisturile muscovitice cu porfiroblaste de albit, sînt toate stadiile de tranziție. La început, în granitoidele slab șistoase albitul poikiloblastic coexistă cu feldspatul potasic albitizat, însă acesta din urmă apare mai ales ca fragmente cristaline, învăluite de foițe de muscovit. Deseori aceste fragmente sînt sparte, rotite și chiar deplasate de-a lungul planelor de alunecare, înregistrînd destul de bine istoria dinamică a rocii. Treptat, însă, pe măsură ce crește șistozitatea, fragmentele de feldspat potasic sînt din ce în ce mai puternic substituite de albit, pe seama lor formîndu-se, în ultimă instanță, porfiroblaste albitice. În granitoidele puternic laminate, singurul feldspat este albitul, așa încît acestea din urmă pot fi denumite ortoșisturi cu porfiroblaste de albit. Asociația minerală tipică a acestor roci este : muscovit + cuarț + albit + +calcit. Este semnificativ însă că uneori calcitul este deosebit de abundent. Șisturile calcitice cu porfiroblaste de albit sînt atît de deosebite mineralogic și structural de granite, încît fără o examinare atentă pe teren și la microscop, din aproape în aproape, este greu să se presupună originea lor granitică.

DISCUȚII ȘI CONCLUZII

Din cele de mai sus, reiese că albitul secundar care apare în granitoidele din Parîng rezultă, în ultimă instanță, din plagioclaz. Căile prin care albitul iese din rețeaua plagioclazului sînt două :

1. Simpla descompunere a plagioclazului, cu formare de epidot și albit, în prezența apei. Acest proces este practic întîlnit în orice rocă plagioclazică și de aceea s-a bucurat de mai multă atenție din partea cercetărilor de pînă acum.

2. Cea de-a doua cale este evidențiată de faptul că dezvoltarea albitului secundar este însoțită, pe de o parte, de dezvoltarea în paralel a muscovitului, cuarțului și calcitului, iar, pe de altă parte, de descreșterea sensibilă a proporției de feldspat potasic și a anortitului din plagioclaz. Aceste corelații inverse dovedesc că în granitoide a avut loc următoarea reacție :

$KAlSi_3O_8$	+	$CaAl_2Si_2O_8$	$+H_2O$	+	$CO_2 \rightarrow$	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	+	$2\ SiO_2$	+	$CaCO_3$		(2)
feldspat potasic ($110\ cm^3$)		anortit ($100\ cm^3$)				muscovit ($140\ cm^3$)		cuarț ($44\ cm^3$)		calcit ($37\ cm^3$)		

Dat fiind că anortitul este parte componentă a plagioclazului, reacția de mai sus poate fi scrisă și sub formă :

feld. pot. + plagioclaz + H_2O + CO_2 = muscovit + cuarț + albit + calcit.

Albitul nu este un produs propriu-zis al reacției de mai sus. El este scos din starea de soluție solidă a plagioclazului și, ca urmare, se reorganizează ca fază minerală independentă. Creșterea albitului pe seama feldspatului potasic este probabil consecința unui schimb cationic : sodiul din plagioclaz migrează spre cristalele de feldspat potasic (albitizîndu-le), iar din acesta din urmă migrează potasiul spre plagioclaz, contribuind la formarea muscovitului. Privit acest proces la scara întregii roci, avem de-a face cu o reacție minerală obișnuită, însă dacă privim procesul propriu-zis de creștere a mineralelor la scară granulară, atît a albitului pe seama feldspatului potasic cît și a muscovitului pe seama plagioclazului, putem spune că avem de-a face cu o cristalizare de tip metasomatic, în sensul definit de W. Lindgren (1938).

Potrivit reacției (2), formarea albitului secundar este acompaniată de dezvoltarea muscovitului, cuarțului și calcitului în proporții bine definite. Bilanțul volumetric arată că la 100 m^3 de muscovit nou format corespund aproximativ 30 m^3 cuarț și 25 m^3 calcit. Rareori însă întîlnim cele trei minerale în aceeași asociație și cu proporții apropiate de aceste cifre. De cele mai multe ori observăm o îmbogățire apreciabilă a rocilor în unul sau altul din aceste minerale. De pildă, în unele zone de intensă laminare a granotidelor, se remarcă o îmbogățire considerabilă în muscovit și cuarț, pe cînd albitul și calcitul sînt practic inexistente. Dar, pe de altă parte, există zone mult îmbogățite fie în porfiroblaste de albit, fie în calcit. De aceea, presupunem că în decursul laminării, mineralele de neoformație au suferit o migrație și o diferențiere mai mult sau mai puțin marcantă. Muscovitul tinde să se acumuleze în zonele de intensă laminare, dezvoltîndu-se cu precădere pe planele de alunecare a rocii. Dimpotrivă, calcitul pare să evite concentrarea pe planele de forfecare, tinzînd a se depune pe fracturi sau în zonele puțin afectate de laminare. Sporadic în imediata vecinătate a granitoidelor muscovitizate sau chiar în masa lor, se găsesc corpuri masive de carbonați de dimensiunile metrilor sau sutelor de metri. Este greu de presupus că aceste roci sînt la origine calcare sedimentare, încorporate în granitoide. Mult mai degrabă ele sînt formate prin acumularea intensă a calcitului, rezultat în timpul muscovitizării.

Reacția dintre anortit și feldspatul potasic, în prezența H_2O și CO_2 cu formare de muscovit, calcit și cuarț, a fost studiată experimental de către Hewitt (1973). Pe această cale, s-a dovedit că temperatura de echilibru a reacției variază în limite largi, în funcție de presiunea volatilelor (fig. 2). Proporția celor doi componenți volatili, precum și concentrația anortitului în plagioclaz influențează de asemenea temperatura reacției, însă într-o măsură mai mică. La o presiune totală a fluidelor de 8 kb temperatura de echilibru este de circa 650°C, fiind aproape de topirea sistemelor granitice, în timp ce la o presiune de 1 kb temperatura de

echilibru a reacției coboară pînă la 400°C. În momentul de față este greu să apreciem presiunea fluidelor din granitoidele de care ne ocupăm. Ea putea să aibă o gamă largă de valori, în funcție de adîncime și permeabi-

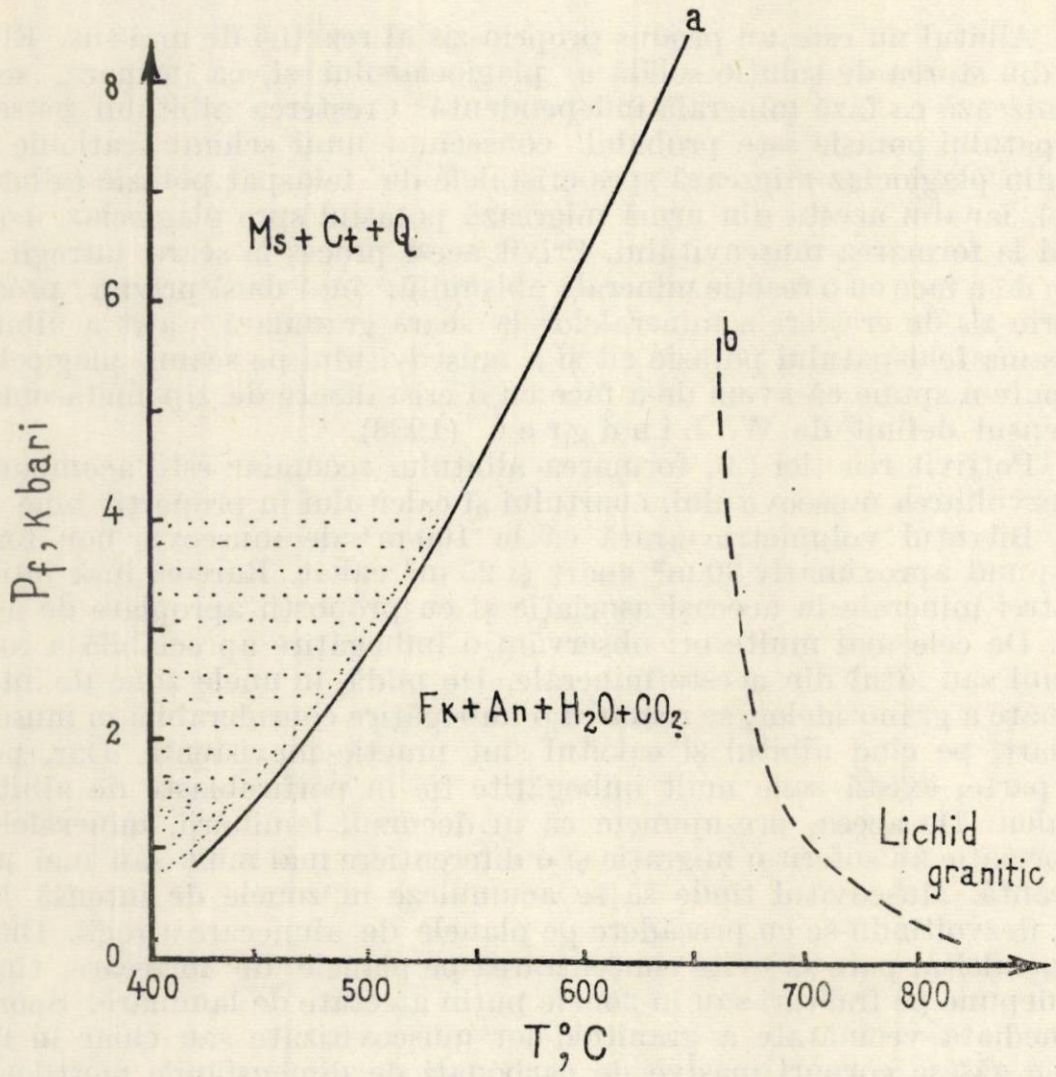


Fig. 2. a) Curba $T-P_f$ de echilibru a reacției: muscovit (Ms) + calcit (Ct) + + cuarț (Q) = feldspat potasic (Fk) + anortit (An) + $H_2O + CO_2$ (după Hewitt)
b) Curba monovariantă a topirii rocilor granitice.
Domeniul punctat arată condițiile P_f-T în care a avut probabil loc albitizarea granitoidelor din Parîng, în corelație cu muscovitizarea.

litatea granitoidelor și de aceea este greu să determinăm temperatura maximă a inițierii reacției. Totuși, faptul că în unele cazuri muscovitizarea feldspaților nu este acompaniată de cloritizarea biotitului arată posibilitatea ca temperatura de inițiere a reacției să fie încă destul de mare, probabil cu mult peste temperatura critică a apei. Muscovitizarea nu trebuie, de aceea, concepută ca un simplu proces hidrotermal, în sensul în care acesta este definit sub aspect termic.

Trecerea granitoidelor masive în granitoide șistuoase, bogate în muscovit și albit, este, așa cum s-a arătat mai sus, un proces de meta-

morfism care se desfășoară la scară regională în Parîng. Paragenetic, putem spune că aici a avut loc un metamorfism în faciesul șisturilor verzi. Însă, aceasta nu presupune neapărat o temperatură scăzută, chiar dacă în paragenezele metamorfice avem asociația albit-epidot, derivată din plagio-

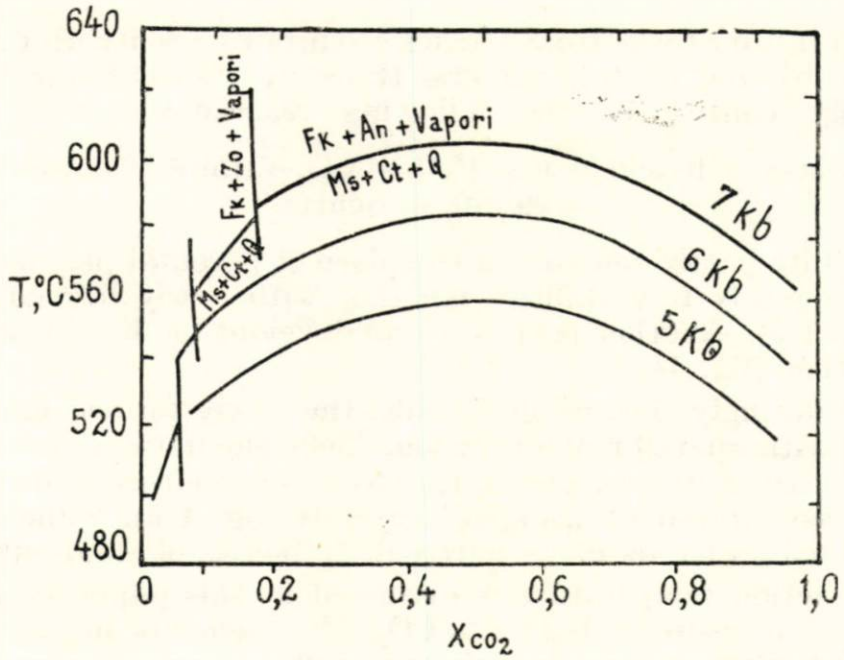


Fig. 3. — Condițiile transformării anortitului în zoizit (după (H e w i t t, 1973). De remarcat că temperatura zoizitizării este mult influențată de presiunea totală a fluidelor și de proporția CO_2 în fluid.

claz. În figura 3 se arată că reacția anortit+apă = epidot este controlată practic de presiunea parțială a H_2O și nu de temperatură. De exemplu, la aceeași temperatură, în prezența volatilelor, putem avea soluție plagioclazică (albit + anortit) numai dacă volatilele sînt relativ sărace în apă. Altfel, în locul plagioclazului apare asociația albit+epidot, ceea ce arată că epidotizarea plagioclazului reflectă, mai degrabă, o schimbare a compoziției fluidelor, decît o schimbare a temperaturii.

Dezvoltarea regională a procesului de albitizare a granitoidelor din Parîng, corelată fie cu o muscovitizare și calcitizare, fie cu o epidotizare, presupune, evident, o mare cantitate de substanțe volatile. Una din sursele ipotetice ar fi granitoidul însuși, în ipoteza că el ar proveni din consolidarea unei magme. Totuși, cantitatea de volatile pe care poate s-o rețină o magmă granitică este prea mică pentru a explica amploarea muscovitizării și epidotizării în aceste masive. Dacă ne referim, de pildă, exclusiv la procesul de muscovitizare, este evident că avem de-a face cu un proces tardiv, dezvoltat pe mase granitice deja solide și compacte, fără goluri intergranulare. Este puțin probabil că aceste mase au putut reține cantități apreciabile de volatile. Dacă avem în vedere că muscovitizarea crește în intensitate în zonele în care granitoidele au fost afectate de mișcări de forfecare și cum aceste forfecări au extindere regională, conchidem că volatilele necesare muscovitizării provin, în cea mai mare parte a lor, dintr-o sursă exterioară corpurilor granitoide.

ON THE ORIGIN OF ALBITE IN THE GRANITOID ROCKS FROM PARÎNG MOUNTAINS (SOUTHERN CARPATHIANS)

SUMMARY

The granitoid rocks from Parîng Mountains (Southern Carpathians) have been subjected to deep mineral transformations. These transformations mainly consist in the following reaction:

$$\text{plagioclase} + \text{K-feldspar} + H_2O + CO_2 \rightarrow \text{albite} + \text{muscovite} + \text{calcite} + \text{quartz}.$$

The albite partly remains in the place of parental plagioclase grains, where it frequently recrystallizes together with newly formed muscovite crystals (fig. 1 *b*). Another part of albite develops on K-feldspar crystals, replacing them (fig. 1*b*).

In the strongly sheared granitoids, the newly formed minerals have suffered a drastic spatial reorganization. Thus, the muscovite has crystallized along shearing planes, giving rise to a well marked schistosity. The albite also reorganized as „Augen" crystals (fig. 1 *c*), while the calcite is concentrated as bands or as pure calcite bodies of small sizes.

The reaction temperature is discussed in this paper as a function of the partial pressure of H_2O and CO_2. The elements in this discussion are furnished by Hewitt's experiments (1973).

BIBLIOGRAFIE

GIUŞCĂ D. (1935), *Considerations sur les problemes de differenciation magmatique dans la Dobrogea de Nord*, Bul. Soc. Rom. Geol., **II**, 104—111.

LINDGREN W. (1938), *Mineral deposits*, 4-th ed., Mc. Graw-Hill, New York.

MRAZEC L., GIUŞCĂ D. (1935), *Considerations sur l'origine de l'epidote, et en particulier dans les roches magmatique*, Bul., Soc. Rom. Geol., **II**, 175—183.

RAMBERG H. (1962), *Intergranular Precipitation of Albite formed by Unmixing of Alcali Feldspar*, Neues. Jb. Miner. Abh., **98**, 14—34.

ROGERS J. J. W. (1961), *Origin of albite in Granitic Rocks*, Amer. J. Sci., *259*, 186—193.

SAVU H. (1972), *Relaţia de timp şi spaţiu dintre cutarea seriei de Lainici — Păiuş şi intruziunea granitoidelor tarderogene din regiunea Cărpiniş — Novaci (Munţii Parîng)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**, *5*.

SAVU H., VASILIU CECILIA, UDRESCU CONSTANŢA (1972), *Geneza granitoidelor şi şisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stăncești (Munţii Parîng)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**, *1*.

SCHERMERHORN J. J. C. (1965), *Igneous metamorphic and ore Geology of the Vastro Daire-Sao Pedro do Sul-Satao region (Northen Portugal)*, Serv. Geol. Portug., **37**.

TUTTLE O. F. (1952), *Origin of the contrasting Mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks*, J. Geol., **60**, 107—124.

Primit în redacţie la 6 noiembrie 1975

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie
şi
Întreprinderea geologică de prospecţiuni
pentru substanţe minerale solide

FAUNA DE AMONIȚI DIN TOARCIANUL DE LA ROȘIA (MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI)

DE

ION PREDA

Toarcianul fosilifer din regiunea Roșia a fost pus în evidență de E. Thalmann (1923). El a arătat că în Pădurea Craiului liasicul superior este reprezentat prin marne șistoase dure, cu intercalații de calcare marnoase dure dispuse în plăci. Ambele tipuri litologice sînt fosilifere și conțin, pe lîngă lamelibranhiate și belemniți, o faună de amoniți din grupa *Grammoceras radians* Rein., cum sînt: *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Grammoceras thouarsensis* d'Orb., *Gr. doerntense* Denck., *Gr. striatulum* (Sow.) și *Lillia* cf. *bayani* Mgh.

Reluînd studiul geologic al Pădurii Craiului, Th. Kräutner (1941) și Gr. Răileanu (1957) remarcă variațiile în grosime și de natură petrografică ale toarcianului și citează fauna cunoscută de la Thalmann. D. Patrulius (1956) menționează pentru zona Bratca — Șuncuiuș existența a cel puțin două zone paleontologice: una inferioară cu *Hildoceras bifrons* (Brug.) și specii de *Dactylioceras* și alta superioară cu *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), P. *quadratum* (Quenst.).

Ulterior, I. Preda (1962) arată că toarcianul din regiunea Roșia este reprezentat, în bază, prin calcare marnoase cenușii, care trec spre partea superioară la marne calcaroase și marne șistoase. La fauna de amoniți cunoscută adaugă speciile *Dactylioceras marioni* Liss., *Harpoceras falcifer* (Sow.). etc.

Recent, Elena Popa (1971), studiind bazinul Remeți, pune în evidență patru zone de amoniți în toarcian, și anume: *Tenuicostatum*, *Serpentinum*, *Bifrons* și *Thouarsense*. De asemenea, descrie și figurează amoniții din zona *Bifrons*.

Fauna de amoniți recoltată din depozitele toarciene ce aflorează în văile Lazuri și Strungarului (fig. 1) și pe dealul Gorunașul (fig. 2) permite să afirmăm că cel puțin în regiunea Roșia există toate zonele paleontologice stabilite în Europa de vest.

Succesiunea litologică-stratigrafică a toarcianului din zona Roșia este următoarea:

Toarcian inferior: calcare marnoase cenușii cu *Dactylioceras annulatiforme* (Bonarelli), *D. marioni* Lissajous, *D.* aff. *crassulosum* Simpson, D. aff. *semicelatum* Simpson, *Hildaites serpentinus* (Reinecke), *Harpoceras falcifer* (Sowerby), *H. grüneri* Dumortier, *Harpoceratoides connectens* Haug, *Hildoceras* cfr. *sublevisoni* Fucini, *Lytoceras* sp.

Toarcian mediu: marne calcaroase cenușii cu *Hildoceras bifrons* (Bruguière), *Haugia variabilis* (d'Orbigny), *Brodieia bayani* (Dumortier), *Harpoceras subplanatum* (Oppel), *Lytoceras* sp.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 85–94, BUCUREȘTI, 1976

Toarcian superior: marne şistoase cenuşii cu *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny), *G. striatulum* (Sowerby), *G.doerntense* (Denckmann), *Pseudolioceras compactile* (Simpson), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. subfallaciosum* (Buckman), *P. cotteswoldiae* (Buckman), *P. struckmanni* (Denckmann), *P.* aff. *bingmanni* (Denckmann) P. aff. *saemanni* (Dumortier), *P. expeditum* Buckman, *P.* aff. *quadratum* (Quenstedt), *P.* aff. *subquadratum* Buckman, *Hammatoceras* cfr. *insigne* (Schübler), *H. subinsigne* (Oppel), *Pleydelia* sp. din grupa *P. subcompta* (Branco).

Analizînd fauna citată, se constată prezenţa speciilor de amoniţi caracteristice zonelor stabilite pentru toarcian, cu excepţia zonei cu *Pseudoradiosa*, care nu a fost încă identificată cu certitudine.

PARTEA PALEONTOLOGICĂ

Familia: **LYTOCERATIDAE** Neumayr, 1875

Genul: **Lytoceras** Suess, 1865

Lytoceras sp.

fig. 3.

În calcarele marnoase de pe pîrîul Strungarului a fost întîlnit un exemplar mic aparţinînd genului *Lytoceras*. Acesta este în bună măsură erodat, însă se poate constata cochilia larg ombilicată şi turele cu secţiune circulară. Ornamentaţia este dată de coaste proeminente, egal distanţate, care trec neîntrerupt peste regiunea ventrală.

Familia: **DACTYLIOCERATIDAE** Hyatt, 1867

Genul: **Dactylioceras** Hyatt, 1867

Dactylioceras aff. **crassulosum** Simpson, 1843

pl. I, fig. 9

Dactylioceras aff. *crassulosum* Simpson, Popa (1970), p. 91, pl., fig. 2.

Un singur exemplar, relativ bine conservat, are coastele principale distanţate, care se bifurcă în zona mediană a flancurilor. La anumite intervale se observă şi coaste nebifurcate.

Dactylioceras aff. **semicelatum** Simpson, 1843

pl. I, fig. 4

Dactylioceras cfr. *semicelatum* Simpson, Popa (1970), p. 91, pl., fig. 4,5.

Un fragment de spiră prezintă caracterele speciei. Coastele sînt mai fine, se bifurcă, însă şi la aceasta o coastă rămîne liberă la anumite intervale.

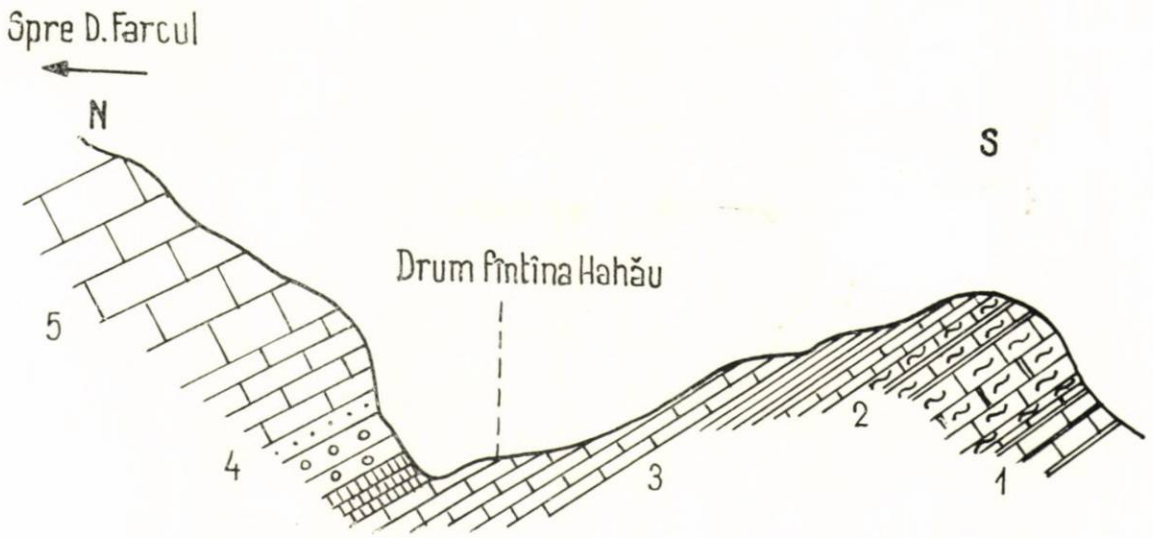


Fig. 1. — Secţiune geologică prin depozitele jurasice din pîrîul Strungarului.

1, Calcare cu intercalaţii de marne — domerian; *2*, calcare marnoase şi marne — toarcian; *3*, calcare marnoase cenuşii şi gălbui — aalenian; *4*, marne roşietice, calcare oolitice feruginoase, calcare vişinii — dogger; *5*, calcare recifale — tithonic.

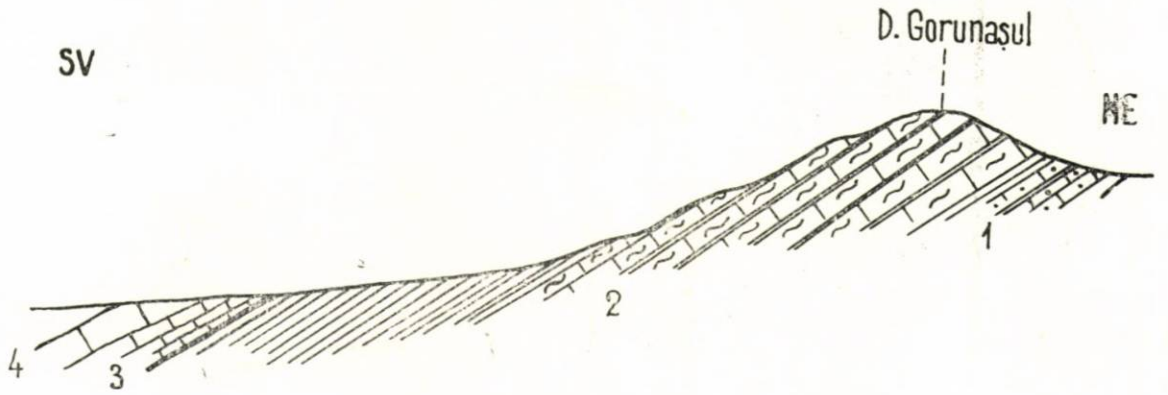


Fig. 2. — Secţiune geologică schematică prin depozitele jurasice din dealul Gorunaşul.

1, Calcare grezoase şi marne — domerian; *2*, calcare marnoase şi marne — toarcian; *3*, calcare marnoase cenuşii şi gălbui — aalenian; *4*, marne roşietice, calcare oolitice feruginoase, calcare vişinii — dogger; *5*, calcare recifale — tithonic.

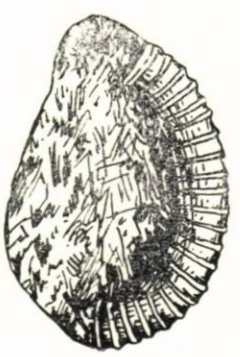


Fig. 3. — *Lytoceras sp.* × 1 — toarcian inferior.

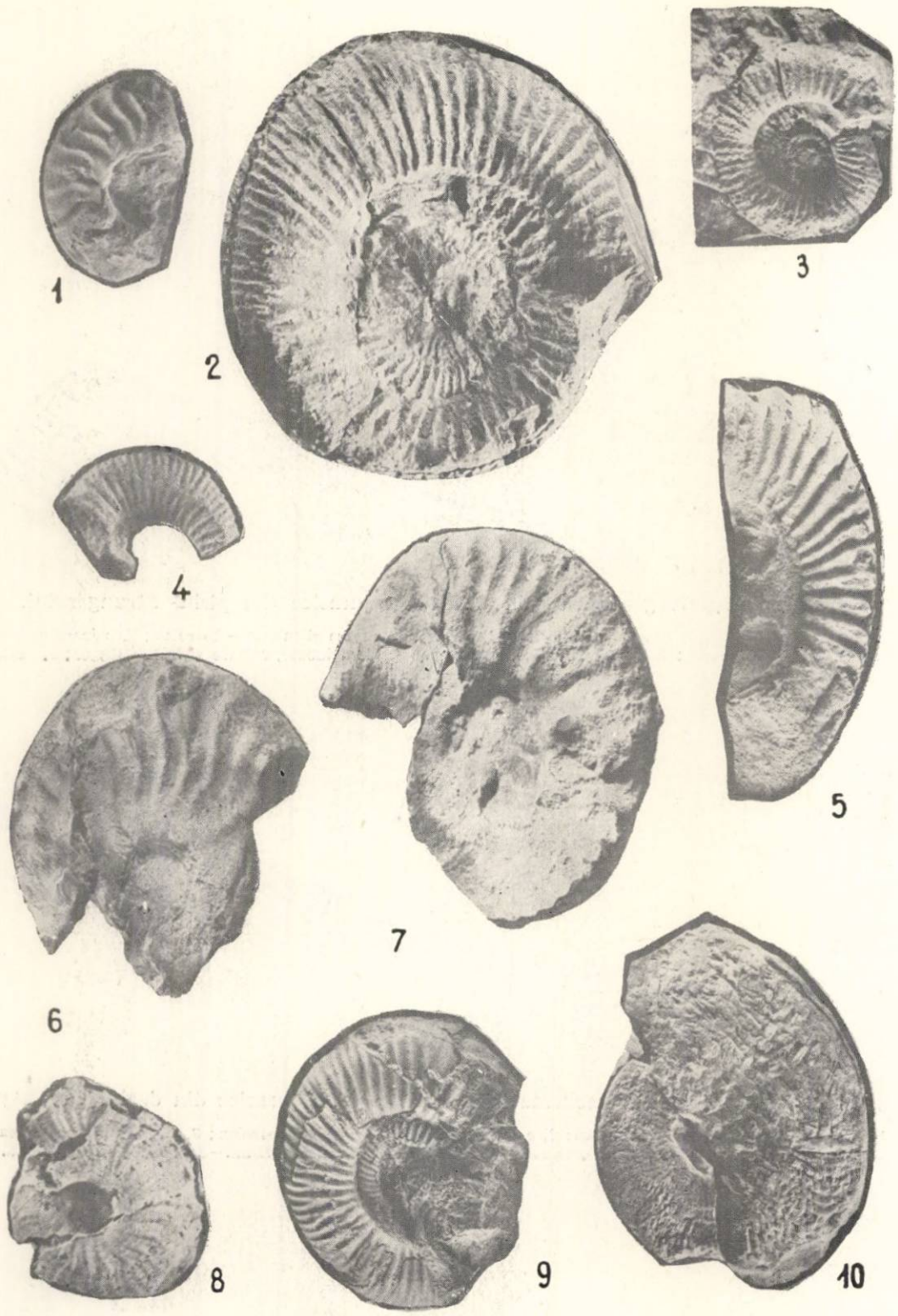


Fig. 1. — *Harpoceratoides* cfr. *connectens* Haug ; ×1,33 ; toarcian inferior.
Fig. 2. — *Dactylioceras annulatiforme* (Bonarelli) ; ×1 ; toarcian inferior.
Fig. 3. — *Dactylioceras annulatiforme* (Bonarelli), formă tînără ; ×1,12.
Fig. 4. — *Dactylioceras* aff. *semicelatum* Simpson ; ×1,25 ; toarcian inferior.
Fig. 5. — *Dactylioceras marioni* Lissajous ; ×1 ; toarcian inferior.
Fig. 6. — *Pseudolioceras compactile* (Simpson) ; ×1 ; toarcian superior.
Fig. 7. — *Haugia variabilis* (d'Orbigny) ; ×1 ; toarcian mediu.
Fig. 8. — *Harpoceras subplanatum* Oppel ; ×1,37 ; toarcian mediu.
Fig. 9. — *Dactylioceras* aff. *crassulosum* Simpson ; ×0,95 ; toarcian inferior.
Fig. 10. — *Harpoceras falcifer* (Sowerby) ; ×1 ; toarcian inferior.

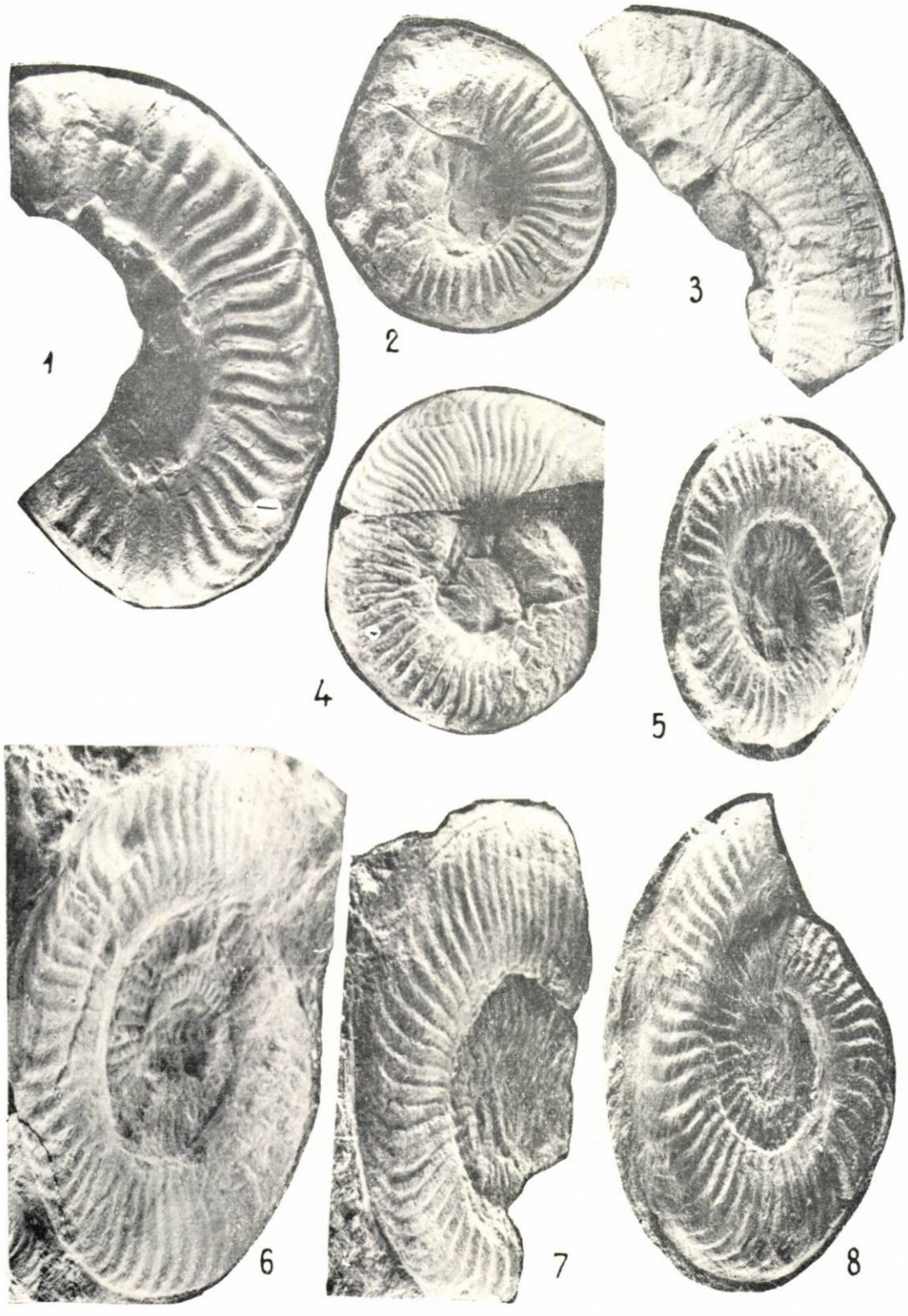


Fig. 1. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny); ×1; toarcian superior.
Fig. 2. — *Grammoceras striatulum* (Sowerby); ×1; toarcian superior.
Fig. 3. — *Grammoceras* cfr. *striatulum* (Sowerby); ×1; toarcian superior.
Fig. 4. — *Pseudogrammoceras expeditum* Buckman; ×1; toarcian superior.
Fig. 5. — *Pseudogrammoceras subfallaciosum* (Buckman); ×0,92; toarcian superior.
Fig. 6. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle); ×0,70; toarcian superior.
Fig. 7. — *Pseudogrammoceras* aff. *subfallaciosum* (Buckman); ×1; toarcian superior.
Fig. 8. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle); ×1; toarcian superior.

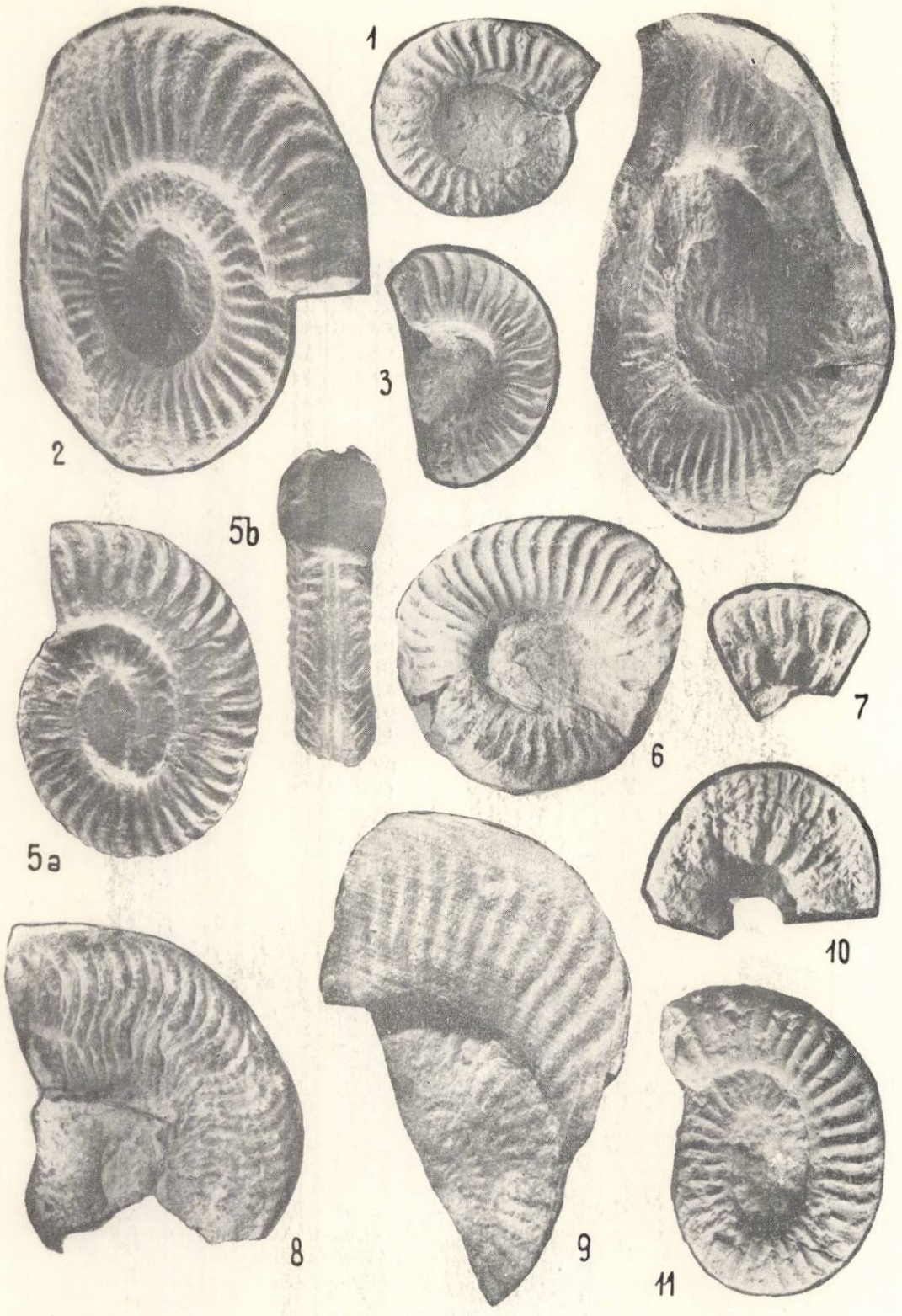


Fig. 1. — *Pseudogrammoceras* aff. *subquadratum* Buckman; ×1; toarcian superior.
Fig. 2. — *Pseudogrammoceras* aff. *bingmanni* (Denckmann); ×1; toarcian superior.
Fig. 3. — *Pseudogrammoceras saemanni* (Dumortier); ×1; toarcian superior.
Fig. 4. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle); ×0,69; toarcian superior.
Fig. 5. — *Pseudogrammoceras quadratum* (Quenstedt); ×1,20; toarcian superior.
Fig. 6. — *Pseudogrammoceras* aff. *subquadratum* Buckman; ×1; toarcian superior.
Fig. 7. — *Hammatoceras* cfr. *insigne* (Zieten); ×1; toarcian superior.
Fig. 8. — *Pseudogrammoceras cotteswoldiae* (Buckman); ×1; toarcian superior.
Fig. 9. — *Pseudogrammoceras* aff. *bingmanni* (Denckmann); ×1; toarcian superior.
Fig. 10. — *Hammatoceras subinsigne* (Oppel); ×1; toarcian superior.
Fig. 11. — *Pseudogrammoceras subquadratum* Buckman; ×1,18; toarcian superior.

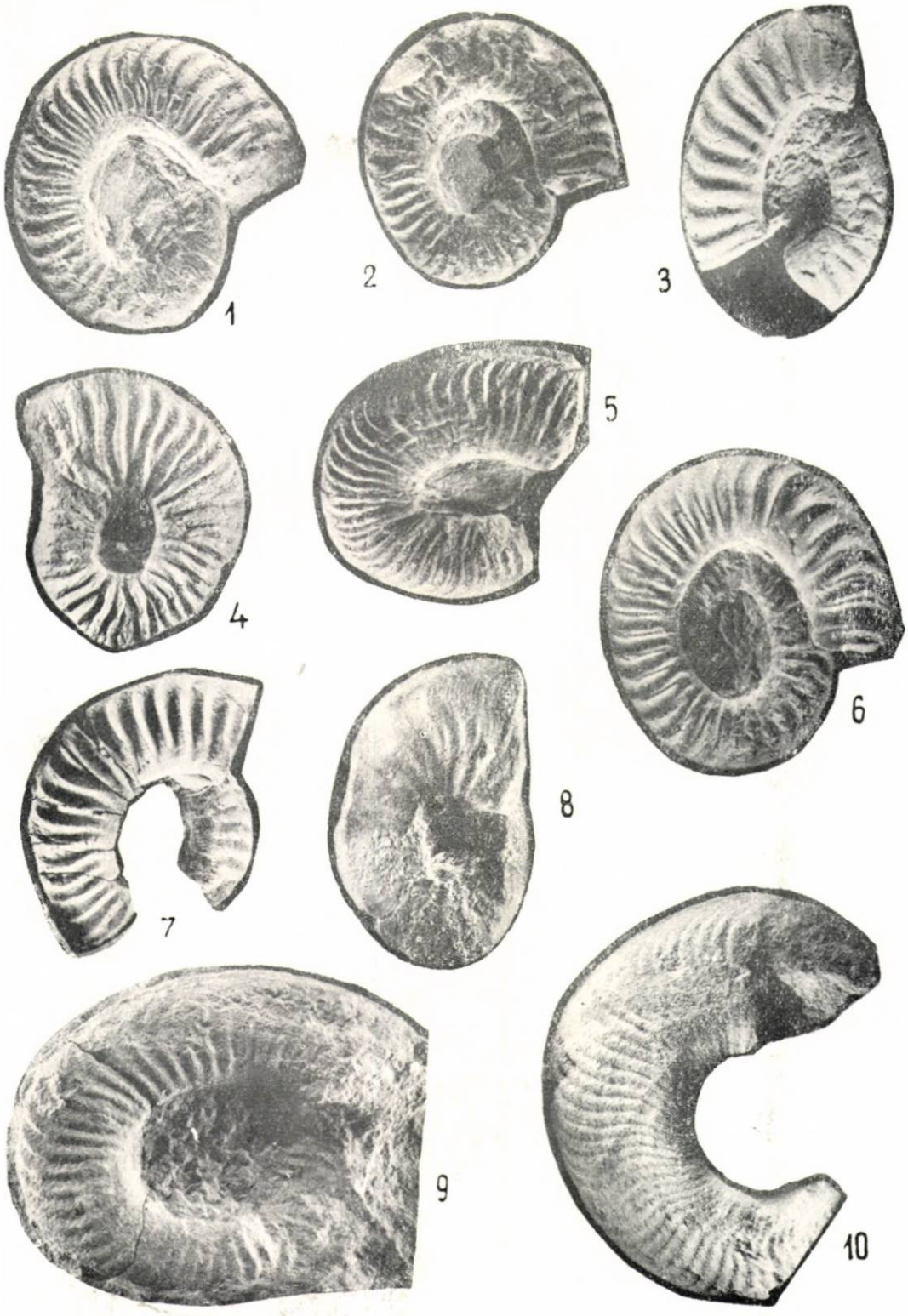


Fig. 1. — *Pseudogrammoceras* aff. *saemanni* (Dumortier); ×1; toarcian superior.
Fig. 2. — *Pseudogrammoceras* aff. *saemanni* (Dumortier); × 0,92; toarcian superior.
Fig. 3. — *Pseudogrammoceras* aff. *subquadratum* Buckman; ×1; toarcian superior.
Fig. 4. — *Brodieia bayani* (Dumortier); ×1; toarcian mediu.
Fig. 5. — *Harpoceras grüneri* Dumortier; ×1; toarcian inferior.
Fig. 6. — *Pseudogrammoceras* aff. *subquadratum* Buckman; ×1; toarcian superior
Fig. 7. — *Pseudogrammoceras* aff. *subguadratum* Buckman; ×1; toarcian superior.
Fig. 8. — *Pleydellia* sp. gr. *subcomata* (Branco); ×1; toarcian superior.
Fig. 9. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle); ×0,94; toarcian superior.
Fig. 10. — *Pseudogrammoceras struckmanni* (Denckmann); ×1,03; toarcian superior.

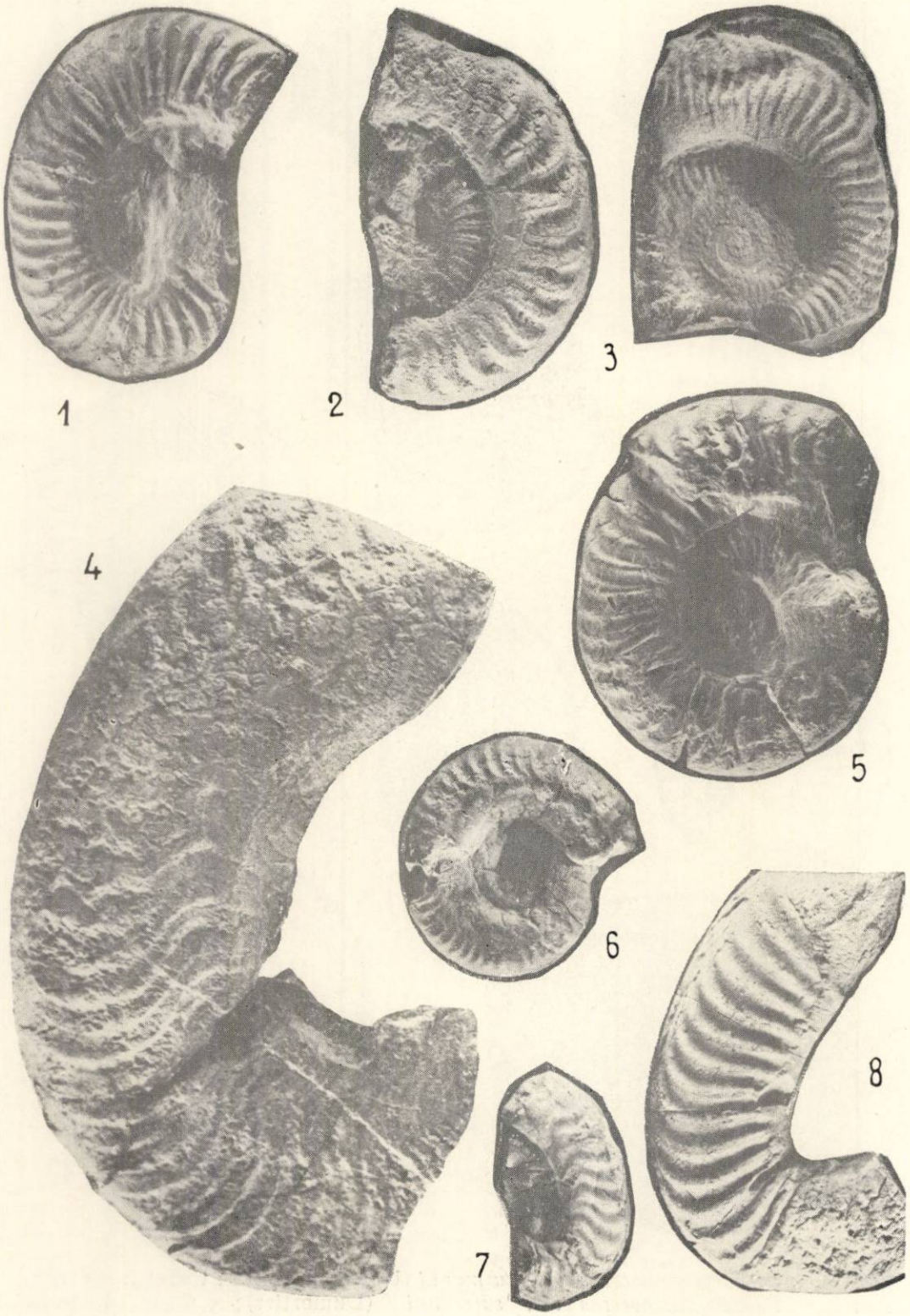


Fig. 1. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny); ×0,94; toarcian superior.
Fig. 2. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny); ×0,94; toarcian superior.
Fig. 3. — *Grammoceras doerntense* (Denckmann); ×1; toarcian superior.
Fig. 4. — *Hildaites serpentinus* (Reinecke); ×0,85; toarcian inferior.
Fig. 5. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny); ×1; toarcian superior.
Fig. 6. — *Hildoceras bifrons* (Bruguiere); ×1; toarcian mediu.
Fig. 7. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini; × 1,19; toarcian inferior.
Fig. 8. — *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny); ×1; toarcian superior.

Dactylioceras annulatiforme (Bonarelli, 1899)

pl. I, fig. 2,3

Dactylioceras annulatiforme Bonarelli, Fucini (1919), p. 190, pl. XVI, fig. 9;
Coeloceras (*Dactylioceras*) *annulatiforme* Bonarelli, Ramaccioni (1939), p. 185, pl. XII, fig. 8; Kottek (1960), p. 129, pl. XV, fig. 3.

Două exemplare, mai bine păstrate, prezintă caracterele speciei. Coastele sînt subțiri, egal distanțate și bifurcate.

Dactylioceras marioni Lissajous, 1920

pl. I, fig. 5

Dactylioceras marioni Lissajous, Preda (1962), p. 96.

Un singur fragment prezintă coaste proeminente, simple sau bifurcate pe zona sifonală. Se observă și coaste simple ce pleacă de la diferite înălțimi ale flancurilor.

Familia: **HILDOCERATIDAE** Hyatt, 1867

Genul: **Harpoceras** Waagen, 1869

Harpoceras falcifer (Sowerby, 1820)

pl. I, fig. 10

Harpoceras falcifer (Sowerby) Elmi (1967), fig. 144, 1; Sapunov (1968), pl. I, fig. 2; Kottek (1960), p. 98.

O formă întreagă și un fragment prezintă coaste simple, falciforme și carenă proeminentă.

Harpoceras grüneri Dumortier, 1864

pl. IV, fig. 5

Harpoceras grüneri Dumortier, Janensch (1902), p. 87, pl. III, fig. 3.

Spira ultimului tur crește repede în înălțime. Carena este bine dezvoltată pe ultimul tur. Coastele sînt puternice și ascuțite, înclinate înainte spre marginea externă a flancurilor.

Harpoceras subplanatum Oppel, 1856

pl. I, fig. 8

Ammonites complanatus d'Orbigny (1848), p. 253, pl. CXIV, fig. 2,3;
Harpoceras (*Polyplectus*) *subplanatus* Oppel, Janensch (1902), p. 60, pl. IV, fig. 1.

Ombilic îngust și adînc. Flancurile sînt plane, ușor convexe, iar regiunea sifonală, rotundă și îngustă, purtînd o mică carenă. Coastele

pleacă de la ombilic şi sînt uşor falciforme. Se observă şi coaste ce pleacă de la mijlocul flancurilor.

Genul: **Harpoceratoides** Buckman, 1909

Harpoceratoides cfr. **connectens** Haug, 1883

pl. I, fig. 1

Secţiunea spirei este subpatrată, iar carena este puţin dezvoltată. Coastele sînt sigmoidale şi pleacă de la marginea ombilicală dintr-un mic nod.

Genul: **Pseudolioceras** Buckman, 1889

Pseudolioceras compactile (Simpson, 1843)

pl. I, fig. 6

Harpoceras (*Pseudolioceras*) *compactile* Simpson, Janensch (1902), p. 64, pl. V, fig. 5; Monestier (1931), p. 35, pl. VIII, fig. 30, 34, 38, 40; Roman (1938), pl. IX, fig. 106; Popa (1967), p. 38, pl. IV, fig. 2.

Cochilie discoidală, carenată şi cu ombilic strîmt. Tururile sînt largi, uşor convexe, prevăzute cu coaste subfalciforme, mai bine dezvoltate şi uşor rotunjite pe partea externă a flancurilor.

Genul: **Hildoceras** Hyatt, 1867

Hildoceras bifrons (Bruguière), 1792

pl. V, fig. 6

Hildoceras bifrons Bruguière, David-Henriet (1962), p. 3; Kottek (1966), p. 63, pl. III, fig. 6, text.—fig. 21; Sapunov (1958), pl. II, fig. 1; Popa (1971), p. 52, pl. I, fig. 2—4.

Spira are secţiune subpatrată şi flancurile paralele. Coastele sînt simple, falciforme. În punctul de frîngere acestea sînt şterse şi formează un şanţ spiral medio-lateral, ce împarte flancurile în două zone: una externă, puternic costulată şi alta internă, aproape netedă.

Hildoceras cfr. **sublevisoni** (Fucini, 1919)

pl. V, fig. 7

Un singur fragment prezintă spira de secţiune subrectangulară. Zona ventrală are o carenă mărginită de două şanţuri puţin adînci. Orna-

mentația este dată de coaste brusc retroverse pe marginea ombilicală. Coastele sînt mai puternice în zona mediană a flancurilor și se atenuează în apropiere de marginea externă.

Genul: **Hildaites** Buckman, 1921

Hildaites serpentinus (Reinecke, 1818)

pl. V, fig. 4

Ammonites serpentinus Reynes, pl. II, fig. 10;
Hildaites serpentinus (Reinecke), Kottek (1966), p. 77, pl. VI, fig. 21.

Cochilie evolută, cu secțiunea mai înaltă decît lată. Ornamentația este dată de un număr variabil de coaste simple, foarte flexuoase. Se deosebește de specia *Subserpentinus* prin înălțimea flancurilor și muchia ombilicală.

Genul: **Grammoceras** Hyatt, 1867

Grammoceras striatulum (Sowerby, 1820)

pl. II, fig. 2,3.

Grammoceras striatulum Sowerby, Janensch (1902), p. 89, pl. III, fig. 1; Roman (1938), p. 113, pl. X, fig. 107; Théobald et Cheviet (1959), p. 44, pl. III, fig. 6; Arkell in Moore (1957), fig. 294, 6.

Specia se distinge prin secțiunea ogivală a tururilor și ornamentația dată de coaste mai fine, dese și numeroase.

Grammoceras thouarsense (d'Orbigny, 1845)

pl. II, fig. 1; pl. V, fig. 1, 2, 5, 8

Ammonites thouarsense d'Orbigny (1843), p. 222, pl. 57;
Grammoceras thouarsense d'Orbigny, Janensch (1902), p. 91, pl. III, fig. 2; Théobald et Cheviet (1959), pl. III, fig. 7; Krîmgolț (1961), p. 51, pl. II, fig. 8; Sapunov (1968), pl. II, fig. 1; Popa (1967), p. 39, pl. I, fig. 1.

Specia *Thouarsense* se deosebește de *Striatulum* prin suprafața ventrală largă, marcată de două șanțuri puțin adînci. Tururile au secțiunea ovală și sînt prevăzute cu coaste mai puțin numeroase dar mai puternice.

Grammoceras doerntense Denckman, 1887

pl. V, fig. 3
Grammoceras doerntense Denckman, Théobald et Cheviet (1959), p. 49, pl. I, fig. 4.

Specia *Doerntense* diferă de *Thouarsense* prin tururile mai largi, suprafața ventrală mai puțin plană și flancurile mai convexe. Coastele sînt mai numeroase, mai proeminente și puțin mai curbate.

După cum arată N. Théobald și M. Cheviet (1959), între speciile *Striatulum*, *Thouarsense* și *Doerntense* există numeroase forme intermediare, de trecere. Din această cauză, în lipsa unor exemplare numeroase și a bibliografiei corespunzătoare, identificările sînt foarte greoaie. Denumirile specifice menționate se pot atribui cu certitudine numai formelor extreme, ce corespund caracterelor date de autorii speciilor.

Genul: **Pseudogrammoceras** Buckman, 1901

Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle, 1878)

pl. II, fig. 6, 8; pl. III, fig. 4

Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle), Buckman (1904), p. 152, text-fig. 150;
Grammoceras fallaciosum Bayle, Perrin et Théobald (1961), p. 20, pl. I, fig. 2.11;
Pseudogrammoceras fallaciosum Bayle, Krîmgolț (1961), p. 63, pl. IV, fig. 3,4; Popa (1967), p. 42, pl. II, fig. 1.

Cochilie cu ombilic larg și puțin adînc. Flancurile paralele se unesc în zona ventrală formînd o ogivă turtită, cu carenă înaltă. Coastele sînt numeroase și drepte. Spre zona ventrală se curbează înainte.

Pseudogrammoceras aff. **subfallaciosum** Buckman, 1904

pl. II, fig. 5,7

Specia *Subfallaciosum* se distinge de *Fallaciosum* prin coastele mai fine și mai numeroase, caracter ce se constată și la specimenul figurat de noi. Coastele sînt ușor flexuoase și au grosime aproape constantă pe toată lungimea lor.

Pseudogrammoceras cotteswoldiae (Buckman, 1904)

pl. III, fig. 8

Harpoceras fallaciosum var. *muelleri* Denckman, Janensch (1902) pl. VII, fig. 3;
Pseudogrammoceras cotteswoldiae (Buckman), Buckman (1904), p. 149, pl. III, fig. 144;
Grammoceras fallaciosum var. *cotteswoldiae* (Buckman), Perrin et Théobald (1961), p. 20;
Pseudogrammoceras cotteswoldiae (Buckman), Popa (1967), p. 43, pl. II, fig. 2; pl. III, fig. 3.

P. cotteswoldiae se distinge de specia *Fallaciosum* prin tururile relativ înalte și ombilicul mai mic. Coastele, falciforme, sînt marcate de la ombilic.

Pseudogrammoceras aff. **bingmanni** (Denckmann, 1887)

pl. III, fig. 2,9

P. bingmanni se deosebește de specia *Cotteswoldiae* prin tururi mai bombate, coaste mai groase, flexuoase și mai puțin numeroase.

Pseudogrammoceras struckmanni (Denckmann, 1887)

pl. IV, fig. 10

Pseudogrammoceras struckmanni (Denckmann), Sapunov (1968), p. 158, pl. III, fig. 2.

P. struckmanni se deosebește de specia *Bingmanni* prin tururi mai subțiri, mai puțin înalte, creșterea tururilor mai lentă. Coastele, falciforme, sînt mai subțiri și mai numeroase.

Speciile din grupa *Fallaciosum* diferă unele de altele prin numărul și aspectul coastelor, lărgimea ombilicului, înălțimea și lățimea tururilor. Identificarea lor în cazul materialului prezentat, deformat și slab conservat, este foarte greoaie.

Pseudogrammoceras expeditum Buckman, 1904

pl. II, fig. 4

Harpoceras fallaciosum var. *cotteswoldiae* Buckman, Janensch (1902), pl. VII, fig. 1;
Pseudogrammoceras expeditum Buckman (1904), p. 148, text, fig. 148; Popa (1967), p. 45, pl. II, fig. 4; pl. III, fig. 2.

P. expeditum se aseamănă mult cu specia *Cotteswoldiae*. Se deosebește însă prin coastele mai fine și mai dese și prin secțiunea spirei care este mai comprimată. Se deosebește de specia *Subfallaciosum* prin ombilicul mai mic și creșterea mai rapidă a tururilor.

Pseudogrammoceras quadratum (Quenstedt, 1846)

pl. III, fig. 5

Ammonites radians quadratus Quenstedt (1846);
Grammoceras quadratus Haug, Janensch (1902), p. 69, pl. VII, fig. 3;
Pseudogrammoceras quadratum (Quenstedt) (Haug), Buckman (1904), p. 144; Krîmgolț (1961), p. 53, pl. II, fig. 7; Popa (1967), p. 40, pl. I, fig. 2; pl. III, fig. 4.

Specimenul figurat are tururi groase, cu secțiunea patrată și ombilicul larg. Zona ventrală este largă și marcată de o carenă mărginită de două șanțuri. Ornamentația este dată de coaste groase.

Pseudogrammoceras aff. **subquadratum** Buckman, 1889

pl. III, fig. 1, 6, 11; pl. IV, fig. 3, 6, 7

Exemplarul figurat se deosebește de specia *Quadratum* prin secțiunea spirei, mai înaltă și coastele mai fine.

Pseudogrammoceras aff. **saemanni** Dumortier, 1874

pl. III, fig. 3; pl. IV, fig. 1, 2

P. saemanni se deosebeşte de specia *Quadratum* prin tururi mai înalte, cu flancurile paralele şi aplatizate. Castele sînt mai subţiri şi mai rare. Şanţurile ce mărginesc carena sînt mai puţin adînci şi mai largi.

Genul: **Pleydellia** Buckman, 1899

Pleydelia sp. gr. **subcompta** (Branco, 1880)

pl. IV, fig. 8

Cochilie relativ involută, cu tururi moderat aplatizate. Marginea ombilicală este uşor rotunjită. Ornamentaţia este dată de coaste principale ce pornesc de la ombilic; spre partea superioară a flancurilor coastele devin fasciculare. Prin secţiunea spirei şi costaţie specimenul descris se aseamănă cu *P. subcompta* (Branco) şi *P. compta* Engh.

Familia: **HAMMATOCERATIDAE** Buckman, 1887

Genul: **Brodieia** Buckman, 1898

Brodieia bayani (Dumortier, 1874)

pl. IV, fig. 4

Brodieia bayani (Dumortier), Merla (1932), p. 33, pl. III, fig. 9; pl. IV, fig. 2, 4, 5; Kottek (1966), p. 56, pl. II, fig. 4.

Specimenul din colecţie se aseamănă foarte mult cu *Pseudomercaticeras latum*. Se deosebeşte însă prin faptul că este mai comprimat, iar coastele sînt bifurcate.

Genul: **Haugia** Buckman, 1888

Haugia variabilis (d'Orbigny, 1845)

pl. I, fig. 7.

Ammonites variabilis d'Orbigny (1945), pl. CXIII, fig. 1,4;
Haugia variabilis (d'Orbigny), Roman (1938), p. 136, pl. XII, fig. 123; Sapunov (1968), pl. II, fig. 4.

Cochilie discoidală şi carenată, cu ombilic de talie medie. Ornamentaţia este dată de coaste puternice, puţin flexuoase, ce pleacă dintr-un tubercul periombilical.

Genul: **Hammatoceras** Hatt, 1867

Hammatoceras insigne (Zieten, 1831)

pl. III, fig. 7

Ammonites insignis d'Orbigny (1842), p. 247, pl. CXII, fig. 4;
Hammatoceras insigne Schübler, Janensch (1902), p. 97, pl. IX, fig. 1; Roman (1938), p. 137, pl. XII, fig. 124.

Cîteva fragmente de spiră prezintă caracterele speciei: ombilic larg, tururi groase, cu secțiune ogivală joasă. Carena este bine dezvoltată și mărginită de două șanțuri puțin adînci. Ornamentația este dată de coaste puternice, ce pleacă cîte două sau trei dintr-un tubercul periombilical.

LA FAUNE D'AMMONITES DU TOARCIEN DE ROȘIA (MONTS PĂDUREA CRAIULUI)

RÉSUMÉ

Dans la région de Roșia les dépôts toarciennes sont bien répandues. Ils affleurent sur les ruisseaux Lazuri et Strungarului et aussi sur la colline Gorunașul. Ils ont jusqu'à 15 m d'épaisseur.

La faune d'ammonites de ces dépôts indique toutes les zones d'ammonites établies pour l'Europe de l'ouest, à l'exception de la zone à *Pseudoradiosa* qui n'a pas été identifiée jusqu'au présent.

La succession litho-stratigraphique du Toarcien de Roșia est la suivante:

Toarcien inférieur: calcaires marneux gris à *Dactylioceras annulatiforme* (Bonarelli), *Hildaites serpentinus* (Reinecke), *Harpoceras falcifer* (Sowerby), *Hildoceras sublevisoni* Fucini etc.;

Toarcien moyen: marnes calcaires grises à *Hildoceras bifrons* (Bruguière), *Haugia* aff. *variabilis* (d'Orbigny), *Brodieia bayani* (Dumortier) etc;

Toarcien supérieur: marnes grises à *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *Ps. expeditum* Buckman, *Ps. quadratum* (Quenstedt), *Pseudolioceras sompactile* (Simpson), *Hammatoceras* cfr. *insigne* (Zieten), *Pleydellia* sp. etc.

BIBLIOGRAFIE

Arkell W. J. (1956), *Jurassic Geology of the World*, Edit. Oliver and Boyd, Edingurgh and London.

Basse E. (1952), *Cephalopodes, Nautiloidea, Ammonoidea*, in Piveteau J.: *Traité de Paléontologie*, Edit. Masson, Paris.

Buckman S. S. (1904), *Monograph of Ammonites of Inferior Oolite Serie*, Palaeont. Soc., London.

Corroy G., Gérard Ch. (1933), *Le Toarcien de Lorraine et du Bassigny*, Bull. Soc. Géol. France, **III**, *3—4*, Paris.

David-Henriete R. (1962), *Étude biométrique de l'espèces Hildoceras bifrons Bruguière (Toarcien)*, *Annal. Scient. l'Univ. Besançon*, 2 sér., Géol., fasc. 16, Besançon.

Del Campana O. (1900), *I Cefalopodi del Medolo di Valtrompia*, Boll. Soc. Geol. Italiana, **19**, Roma.

Elmi S. (1967), *Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche*, Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, *19*, fasc. 1, Lyon.

Fucini A. (1919), *Il Lias sueriore di Taormina e i suoi fossili.*, Paleont. Italica, **25**, Pisa.

Haug E. (1883—1884), *Notes sur quelques espèces d'ammonites nouvelles ou peu connues du Lias*, Bull. Soc. Géol. France, **12**, Paris.

Janensch W. (1902), *Die Jurensisschichten des Elsaas*, Abhand. Geol. Spezialkarte Elsaas-Lothringen, N.F., **5**.

Kottek Al. (1966), *Die Ammonienabfolge des griechischen Toarcium*, Annal. Géol. Pays Helléniques, **XVII**, Athènes.

Kräutner Th., (1941), *Études géologique dans la Pădurea Craiului*, C.R.S., Inst. Géol. Roum., **XXV**, București.

Krîmgolț G. I., (1961), *Ammoniti nijne i sredneiurschih otlojenii severnovo Kavkaza*, Leningr. Universiteta, Leningrad.

Monestier J., (1921), *Ammonites rares ou peu connue et ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du SE de l'Aveyron*, Mém. Soc. Géol. France, *54*, Paris.

Merla G. (1932), *Ammoniti giuresi dell'Apenino Centrale-Hildoceratidae*, Paleont. Italica, **33**, Siena.

Moore R. C., (1957), *Treatise of Invertebrate Palaeontology*, part L, *Mollusca 4*, *Ammonoidea*, Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press.

Orbigny A.d' (1842—1851), *Paléontologie Française*, *Terrains Jurassiques*, **I**, *Cephalopodes*, Paris.

Patrulius D., Popa E. (1971), *Lower and Middle Jurassic Ammonite Zones in the Roumanian Carpathians*, Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., **LIV**, *2*, Budapest.

Popa E. (1967), *Amoniții Toarcianului superior autohton (zona cu Grammoceras thouarsense) din Munții Perșani (Carpații Orientali)*, D.S. Inst. geol., **LIII**, *2* (1965—1966).

— (1970), *Asupra prezenței zonei Tenuicostatum (Toarcian inferior) în împrejurimile Brașovului, la Cristian (Carpații Orientali)*, D.S. Inst. geol., **LV** (1967—1968).

— (1971), *Amoniți din zona Bifrons în Toarcianul din grabenul Remeți (Munții Apuseni)*, D.S. Inst. geol., **LVIII** (1969—1970).

Preda I. (1962), *Studiul geologic al regiunii Roșia — Meziad (Munții Pădurea Craiului)*, Edit. Acad. R.P.R., București.

Perin J., Theobald N., (1961), *Étude biométrique de l'espèce Grammoceras fallaciosum Bayle (Toarcien supérieur)*, Annal. Sci. l'Univ. Besançon, 2 sér., Géol., fasc. 14, Besançon.

Quenstedt F. A. (1845—1849), *Petrefactenkunde Deutschlands. Die Cephalopoden*, Tübingen.

Quenstedt F. A. (1858), *Der Jura*, Tübingen.

Ramaccioni G., (1939), *Fauna giura liassica di Monte Cucco*, Paleont. Italica, **39**.

Răileanu Gr., (1957), *Cercetări geologice în regiunea Roșia (Munții Pădurea Craiului)*, Anal. Univ. „C.I. Parhon", ser. șt. nat. *9*, București.

Roman F. (1938), *Les ammonites jurassiques et crétacés*, Paris.

Sapunov G. I., (1968), *Amonitnite zoni na toarsiena v Blgaria*, Bulg. Acad. of Science. Bull. of the Geol. Institute, Series Palaeontology, **XVII**, Sofia.

Théobald N., Duc M., (1959), *Les couches à Coeloceras crassum Phillips du Jura franc-comtois*, Annal. Scient. Univ. Besançon, 2 sèr., Géol., fasc. 9, Besançon.

Théobald N., Cheviet M. T., (1959), *Les ammonites du Toarcien supérieur du Jura franc-comtois*, Annal. Scient. Univ. Besançon, 2 sér., fasc. 9, Besançon.

Primit în redacție la 6 decembrie 1975

Universitatea București,
Facultatea de geologie-geografie,
Catedra de geologie

CONSTITUENȚII CLASTICI GROSIERI AI DEPOZITELOR CRETACICE DIN UNITATEA ȘISTURILOR NEGRE; SEMNIFICAȚIE SEDIMENTOLOGICĂ

DE

DAN GRIGORESCU, NICOLAE ANASTASIU

Între cercetările litologice asupra flișului Carpaților Orientali un loc deosebit l-au ocupat studiile asupra constituenților clastici grosieri. Majoritatea celor care au abordat în cercetările lor această problemă au căutat să descifreze implicațiile sedimentologice și tectonice ale observațiilor lor și să stabilească astfel aria de proveniență a acestor constituenți.

În acest context o atenție particulară a fost acordată prezenței în cadrul depozitelor flișului cretacic a unor nivele cu elemente „exotice", de roci granitoide și metamorfice. Prezența lor a fost semnalată pentru prima oară în depozitele senoniene din partea de sud a Carpaților Orientali (D. P r e d a , 1924). Elementele de „granodiorite roșii din senonianul de la Breaza"au fost descrise de A l. C o d a r c e a (1933) și au fost ulterior menționate și în depozitele cretacice (apțian superior-cenomanian) ale unității șisturilor negre (M. F i l i p e s c u, 1937).

Dispoziția rocilor cu elemente „exotice — roșii și verzi" de-a lungul unei linii — paralelă cu linia „est internă" — ce ține din valea Dîmboviței în valea Moldovei, sugerează, ca arie de proveniență, o cordilieră cu constituție petrografică necarpatică. G. M u r g e a n u (1933) schițează primul traseul „cordilierei cumane" între valea Rîu Alb (bazinul Dîmboviței) și valea Bîsca Mare, pe care, apoi, M.G. F i l i p e s c u și G r. A l e x a n d r e s c u (1962) îl prelungește spre nord pînă în valea Moldovei. I. B ă n c i l ă (1958), bazat pe cercetările petrografice ale lui V.C. P a p i u , susține că elementele exotice din depozitele cretacice ale flișului sînt de origine carpatică, granodioritele fiind de tipul celor cunoscute sub formă de intruziuni în seria de Hăghimaș.

Plecînd de la trăsăturile granulometrice, morfometrice și mineralogice ale elementelor ruditice și arenitice din cadrul formațiunii șisturilor negre dezvoltate între Covasna și Zăbrătău și în sectorul văii Bistriței[1], studiul[2] conturează cîteva caractere petrografice și structurale ale provinciei distributive care a funcționat în timpul cretacicului drept sursă intermitentă de material pentru bazinul flișului.

Figura 1 prezintă coloana stratigrafică a complexelor litologice examinate și ilustrează rezultatele analizelor efectuate.

---

[1] Secțiunile subțiri (12) din șisturile negre din bazinul văii Bistriței ne-au fost puse la dispoziție de G r. A l e x a n d r e s c u, căruia îi adresăm mulțumirile noastre.

[2] Lucrarea se bazează pe analiza macro- și microscopică a peste 60 de probe provenind din 7 nivele ruditice intercalate în depozitele valanginian (?)-cenomaniene și a unui număr de peste 100 de secțiuni din formațiunea gresiei de Siriu, în perimetrul cuprins între văile Chiruș și Bota Mare (județul Covasna).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21 ,P. 95–102, BUCUREȘTI, 1976

DESCRIERI PETROGRAFICE

1) COMPLEXUL SIDERITIC

Nivelele grosiere din cadrul complexului sînt reprezentate prin gresii cuarţoase în bază şi gresii subcuarţoase la partea superioară. Extraclastele au o dezvoltare izometrică, cu un foarte bun indice de rotunjire (valoarea lui scade în intercalaţiile din partea superioară a complexului). Parametrul ψ (deviaţia standard phi — Folk 1968, P e t t i j o h n, P o t t e r, S i e v e r, 1973) are valori cuprinse între 0,35—0,50 şi indică o sortare bună şi foarte bună (grad de maturitate avansat).

Natura mineralogică şi petrografică a extraclastelor este simplă, rocile avînd un caracter oligomictic. Cuarţul apare fie ca monocristale, fie policristalin cu structuri tipice pentru cuarţitele metamorfice sau nivelele cuarţitice din micaşisturi. Fragmentele de roci magmatice sînt accidentale şi aparţin unor vulcanite cu caracter porfiric în care fenocristalele sînt de oligoclaz-andezin (An_{28-34}).

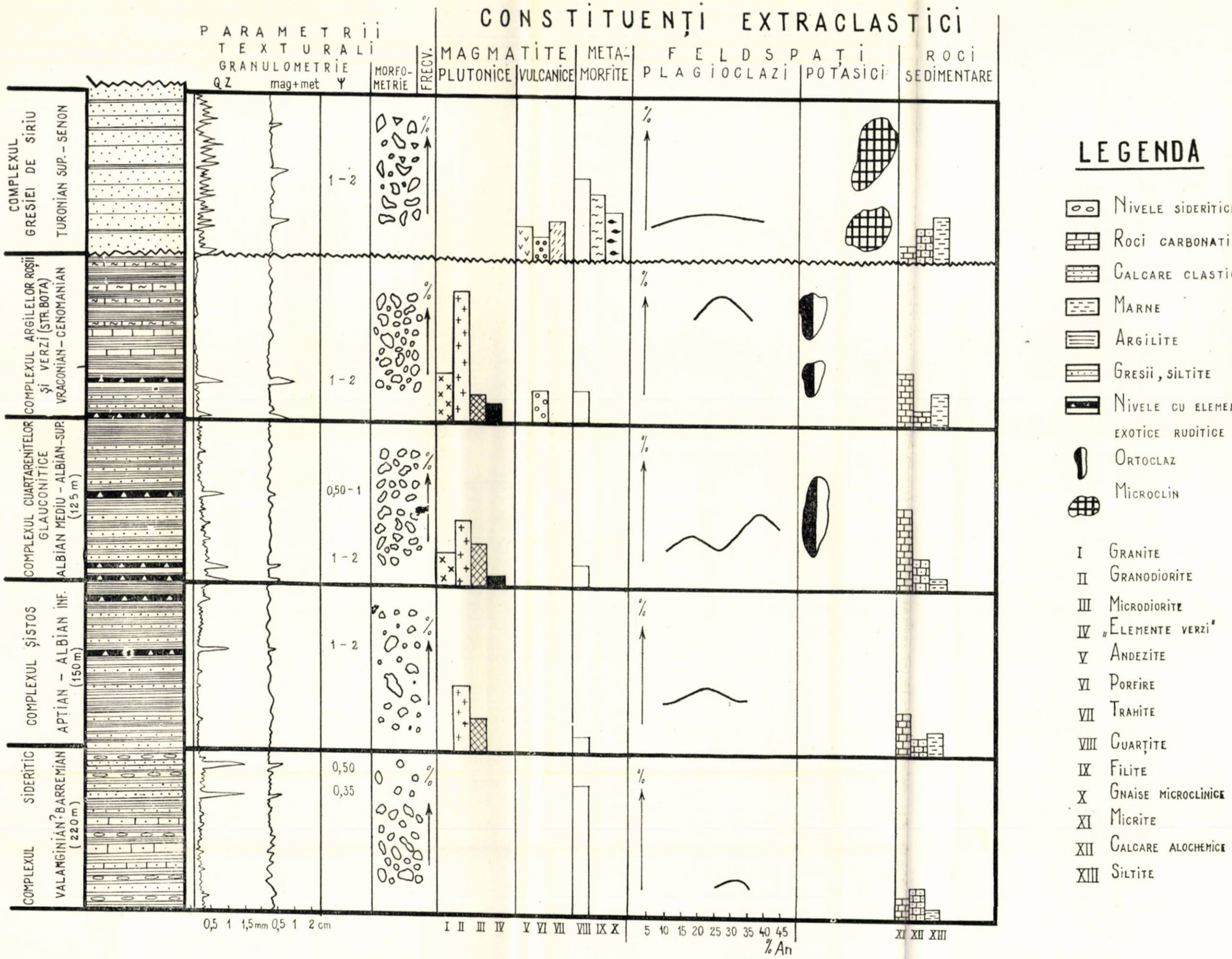
2) COMPLEXUL ŞISTOS

Intercalaţiile ruditice şi arenitice grosiere apar la partea superioară a complexului şistos şi sînt reprezentate din punct de vedere petrografic prin graywacke litice, gresii litice şi microconglomerate polimictice. În nivelele respective materialul clastic este subordonat matricei şi caracterizat printr-o sortare slabă (parametrul $\psi = 1-2$). Morfometric se remarcă tranziţii de la fragmente subangulare şi relativ izometrice la fragmente subrotunjite. Lipsa de maturitate a materialului apare pregnantă şi este determinată atît de parametrii granulometrici menţionaţi, cît şi de sărăcia în cuarţ a nivelelor examinate.

Din punct de vedere petrografic intercalaţiile grosiere din cadrul complexului şistos sînt dominate de prezenţa fragmentelor sedimentare — micrite, siltite, silicolite de natură intraclastică. Extraclastele de natură magmatică, mult subordonate, sînt reprezentate prin fragmente de granodiorite cu biotit, diorite porfirice şi microdiorite cu structuri granofirice (pl. I, fig. 1, 2). Fragmentele de cuarţite metamorfice sînt rare şi nesemnificative pentru nivelele examinate. Lipsesc fragmentele de vulcanite. Macroscopic, elementele de granodiorite prezintă o coloraţie roşie dată de un pigment feruginos localizat în feldspaţii plagioclazi caolinizaţi, cu compoziţie An_{12-34} (fapt remarcat şi de A l. C o d a r c e a, 1933, pentru galeţii din senonianul de la Breaza).

3) COMPLEXUL CUARŢARENITELOR GLAUCONITICE

În acest complex — deschis de secţiunea văii Covasna — au fost întîlnite trei nivele de micrite argiloase cu elemente breciforme, slab sortate, formate din elemente de natură magmatică (subrotunjite, subangulare) şi de natură sedimentară (rotunjite, subrotunjite). Materialul clastic este subordonat matricei.



LEGENDA

- Nivele sideritice
- Roci carbonatice
- Calcare clastice
- Marne
- Argilite
- Gresii, siltite
- Nivele cu elemente exotice ruditice
- Ortoclaz
- Microclin

I Granite
II Granodiorite
III Microdiorite
IV „Elemente verzi"
V Andezite
VI Porfire
VII Trahite
VIII Cuarțite
IX Filite
X Gnaise microclinice
XI Micrite
XII Calcare alochemice
XIII Siltite

Fig. 1. — Coloana litologică a depozitelor cretacice din unitatea şisturilor negre, parametrii structurali şi compoziţia nivelelor ruditice.

Natura petrografică și frecvența materialului clastic sînt asemănătoare cu ale elementelor descrise în complexul șistos. Se întîlnesc fragmente de granodiorite cu biotit cloritizat, granite ortoclazice și microdiorite cu structură intergranulară (pl. I, fig. 3). Fragmentele de cuarțite sînt singurele prezențe de roci metamorfice. Variațiile mineralogice din cadrul complexului sînt marcate, pe de-o parte, de caracterul bimodal al curbelor de frecvență a conținutului de anortit al fragmentelor de plagioclaz care reflectă vizibil participarea unor roci cu caracter acid (An_{10-20}) și neutru (An_{30-40}) și, pe de altă parte, de participarea sub formă de extraclaste a feldspatului potasic de tip ortoclaz. Frecvența fragmentelor sedimentare se menține în continuare mare, superioară frecvenței fragmentelor de natură magmatică și metamorfică.

4) COMPLEXUL ARGILELOR ROȘII ȘI VERZI

Complexul argilelor roșii și verzi materializează intervalul de sedimentare vraconian-cenomanian, încheind evoluția sedimentogenetică a formațiunii șisturilor negre. Intercalațiile ruditice la nivelul acestui complex, brecii și microconglomerate, ce contrastează cu fondul lutitic general, se remarcă atît prin trăsăturile lor texturale, cît și prin conținutul lor mineralogic și petrografic. De la prima vedere — comparativ cu celelalte orizonturi analizate — frapează caracterul lor polimictic și abundența fragmentelor clastice în raport cu liantul.

Sortarea materialului este moderată — cu $\psi = 0{,}50-1{,}5$, caracterul lor imatur, iar forma fragmentelor variabilă — de la subrotunjit la subangular.

Caracterul polimictic al breciilor și microconglomeratelor din cadrul argilelor roșii și verzi este dat de diversitatea lor petrografică:

— fragmente de granodiorite și microgranodiorite (40—50%) de culoare roșie, datorată plagioclazilor caolinizați și pigmentați cu hidroxizi de fier (pl. II, fig. 1, 2);
— microdiorite cu structură intergranulară (pl. II, fig. 4);
— granite ortoclazice cu biotit cloritizat;
— aglomerări de biotit cloritizat și opacitizat care reprezintă aproape în totalitate „elemente verzi" dobrogene descrise în literatură ca „fragmente de șisturi de verzi" (pl. II, fig. 3);
— fragmente de vulcanite acide (riodacitice) cu structuri felsofirice și fenocristale de cuarț corodate de masa fundamentală;
— fragmentele de natură metamorfică (cuarțite, cuarțuri cu extincție rulantă, milonite) sînt mai rare (pl. I, fig. 4).

Trăsăturile mineralogice ale extraclastelor au fost urmărite pe feldspați. Curba de frecvență a conținutului de anortit al plagioclazilor detritici capătă din nou un caracter unimodal cu un maxim corespunzător oligoclazului bazic (An_{20-35}), ceea ce se corelează cu frecvența mare a fragmentelor de granodiorite din care provin. Feldspatul potasic se menține și în aceste nivele un ortoclaz.

Fragmentele sedimentare — micrite, calcare peletale, silicolite — se mențin calitativ aceleași, dar devin mult subordonate cantitativ.

5) COMPLEXUL GRESIEI DE SIRIU

Gresia de Siriu marchează momentul reluării sedimentării în bazinul flișului după o scurtă perioadă de întrerupere (turonian inferior). Discordanța stratigrafică corespunzătoare acestei perioade se manifestă în sedimentogeneză prin modificarea ariilor sursă și a direcțiilor de transport a materialului ce constituie complexul. Aceste modificări se reflectă evident și în caracterele texturale și mineralogice ale constituenților petrografici din cadrul complexului. Spre deosebire de complexele anterioare, repartiția materialului arenito-ruditic este omogenă, neexistînd posibilitatea precizării unor nivele grosiere cu caracter de reper stratigrafic.

În constituția complexului intră arcoze, subarcoze, graywacke de tip litic și feldspatic cu tranziții între varietăți; microconglomeratele polimictice sînt subordonate.

Parametrii texturali ai materialului detritic din constituția complexului gresiei de Siriu apar deosebiți de aceia ai nivelelor grosiere subiacente. Gradul de sortare al materialului diferă de la un nivel la altul ($\psi = 0{,}50-2$) și, în toate cazurile, caracterizează depozite imature, de tip fluxoturbiditic. Trăsăturile morfometrice ale granulelor detritice — caracterul lor angular și subangular — subliniază, și ele, lipsa de maturitate a „gresiilor" de Siriu.

Natura constituenților petrografici din cadrul acestui complex este particulară și corelabilă cu caracterul discordant al formațiunii. Elementele detritice predominante aparțin unor vulcanite de compoziție variabilă:

— andezite cu hornblendă opacitizată, andezite cu hornblendă și augit (pl. IV, fig. 3);
— vulcanite alcaline (trahite (?) cu textură fluidală;
— porfire (pl. IV, fig. 4).

Materialul magmatic cu caracter plutonic este slab reprezentat și mai greu de atribuit unor tipuri petrografice din cauza dimensiunilor mici ale fragmentelor dar, în orice caz, este net diferit de natura plutonitelor din nivelele de brecii subiacente. În complexul gresiei de Siriu fragmentele de roci metamorfice sînt mai variate. Ele aparțin unor cuarțite, filite cloritoase, filite sericito-cuarțoase și gnaise microclinice (pl. IV, fig. 1—2).

Feldspații plagioclazi și potasici sînt omniprezenți, imprimînd gresiei de Siriu un caracter predominant arcozian. Conținutul în anortit al plagioclazilor se înscrie pe un interval larg — între 7 și 40%An. Pentru acest motiv curba de frecvență a acestor valori nu prezintă un maxim evident (v. fig. 1). Faptul sugerează prezența în gresii a unor fragmente de diverse compoziții aparținînd unor surse de compoziție petrografică diferită, corelabilă cu varietatea vulcanitelor și metamorfitelor din cadrul complexului. Feldspatul potasic este un microclin maclat în grătar, uneori cu urme de deformare, ceea ce sugerează apartenența lui fie la gnaise microclinice, fie la granitoide asociate unor șisturi cristaline (pl. III, fig. 1,2).

CONSIDERAȚII PETROGENETICE ȘI SEDIMENTOLOGICE

Examenul parametrilor texturali și al naturii constituenților petrografici din nivelele grosiere cuprinse în formațiunile cretacice ale unității șisturilor negre dintre Covasna și Zăbrătău și din zona văii Bistriței este în măsură să permită cîteva aprecieri de ordin petrogenetic și sedimentologic.

Sedimentarea depozitelor în bazinul extern al flișului cretacic s-a desfășurat în intervalul valanginian-senonian și a condus la acumularea a cinci complexe bine individualizate din punct de vedere petrografic (complexul sideritic, șistos, cuarțarenitelor glauconitice, al argilelor roșii și verzi și complexul gresiei de Siriu). Prezența secvențelor ruditice în cadrul acestor complexe este episodică, pe fondul unor sedimente predominant pelitice și constituie repere stratigrafice în cadrul unității șisturilor negre.

Unitatea de origine a materialului este reflectată în trei episoade distincte: episodul valanginian (?)-hauterivian-aptian inferior;

— episodul aptian superior-cenomanian;

— episodul turonian superior-senonian.

I. Primul episod corespunde acumulării unui material sortat, cu un grad avansat de maturitate, în care constituenții predominanți sînt reprezentați prin cuarț și fragmente de cuarțite metamorfice. Parametrii texturali ai materialului și natura sa oligomictică sugerează mai curînd reluări în procesul de sedimentare a unor vechi depozite grezoase sau microconglomeratice decît aducerea acestui material de la distanțe foarte mari. Aria distributivă a fost probabil reprezentată printr-o zonă peneplenizată, depărtată de aria de sedimentare, ceea ce se reflectă în caracterul microclastic și chemogen al sedimentării.

II. Episodul aptian superior-cenomanian se caracterizează prin momente de aport epiclastic-grosier. Unitatea de origine a materialului extraclastic din constituția nivelelor ruditice a complexelor șistos, glauconitic și al argilelor roșii și verzi este evidentă și determinată de o sursă unică formată preponderent din magmatite plutonice cu compoziție variabilă de la granite la diorite. Termenul predominant al sursei îl constituie granodioritele bogate în plagioclaz și biotit. Tipurile petrografice descrise conturează un tip de magmatism subsecvent — intruziv — localizat probabil în interiorul zonei de acumulare a sedimentelor. Culoarea roșie a majorității fragmentelor de granodiorite este rezultatul reținerii unui pigment feruginos (hidroxizi de fier) pe fondul plagioclazilor caolinizați și nu are nici o legătură cu feldspații potasici de culoare roșie din unele roci granitoide.

Caracterele mineralogice și structurale ale fragmentelor de magmatite plutonice descrise nu par a se corela cu roci similare care afloreză în aria de răspîndire a cristalinului din Carpații Orientali sau a magmatitelor din Dobrogea de nord, arii luate în discuție de către diverși autori în legătură cu originea elementelor roșii.

Rocile cuarțo-feldspatice din cadrul cristalinului Carpaților Orientali — gnaisele de Rarău, Rebra, paragnaisele din seria de Hăghimaș etc. — conțin ca feldspat potasic microclinul maclat în grătar, uneori pertitic, iar intruziunile acide localizate în seriile cristalofiliene sînt mult limitate ca extindere și nu au compoziții mineralogice similare celor descrise.

Plutonitele din Dobrogea de nord — granitoidele calcoalcaline (Pricopan, Megina etc.) — nu au în constituţia lor ortoclaz, iar cele de la Greci, care conţin feldspat potasic monoclinic, au în parageneză hornblendă. Granitele alcaline de tipul celor de la Iacobdeal au feldspaţii potasici foarte pertitici, iar plagioclazii mult mai acizi decît cei întîlniţi în fragmentele de granitoide atît din sectorul Covasna — Zăbrătău, cît şi din sectorul nordic (bazinul văii Bistriţa).

Elementele verzi din cadrul ruditelor studiate se dovedesc a fi biotite sau aglomerări de biotite cloritizate şi opacitizate, desprinse din fragmentele de granitoide şi, de aceea, nu considerăm că provin din zona şisturilor verzi dobrogene sau a şisturilor cloritoase cu caracter epimetamorfic care aflorează azi preponderent în seria de Tulgheş a Carpaţilor Orientali sau în masivul Leaota.

Caracterul unitar al magmatitelor plutonice este demonstrat atît de alura curbelor de frecvenţă a conţinutului de anortit al fragmentelor de plagioclaz ce constituie extraclaste în nivelele grosiere examinate, cît şi de prezenţa ca ortoclaz a feldspatului potasic, mineral propriu unor magmatite cu caracter plutonic de compoziţie acidă (granite, granodiorite). Structurile întîlnite în fragmentele de roci plutonice sugerează consolidarea acestora în etape, sub formă de faciesuri abisale şi hipoabisale.

Argumentele petrografice aduse vin să sprijine ideea existenţei în timpul cretacicului — ca arie-sursă — a unei provincii magmatice particulare, fără afinităţi cu rocile magmatice pe care le întîlnim azi în Carpaţii Orientali sau în Dobrogea de nord, dar în fundament carpatic.

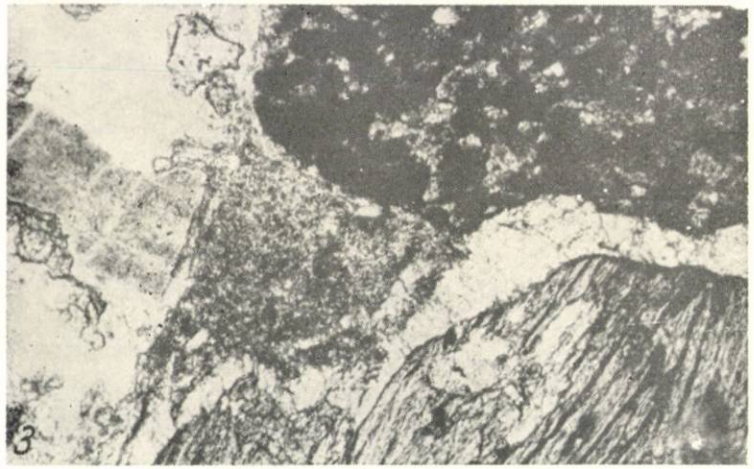
Date geofizice recente (I. G a v ă t şi colab., 1971) vin să confirme existenţa în spaţiul fosei flişului a unor structuri de horsturi şi grabene care au funcţionat în zona internă ca cordiliere şi fose. Pentru regiunea de la curbura Carpaţilor şi nord de Covasna, cordiliera cumană (G. M u r g e a n u, 1933) a suferit mişcări diferenţiale de-a lungul unor sisteme de fracturi complexe şi a putut servi drept sursă de material pentru zonele vecine. În zonele axiale ale unor asemenea cordiliere s-au putut instala corpuri granitoide care să fi alimentat periodic procesul de sedimentare.

Din analiza parametrilor texturali şi a frecvenţei ruditelor în anumite nivele se mai poate reconstitui faptul că localizarea acestor magmatite nu putea fi prea departe de zona de acumulare a sedimentelor cretacice şi că, în orice caz, exondarea lor s-a făcut progresiv, emergenţa maximă corelîndu-se cu mişcările mezocretacice. Aceste mişcări s-au manifestat în toată aria de dezvoltare a flişului cu intensităţi diferite, în intervalul apţian superior — vraconian superior.

Azi se admite că abundenţa feldspaţilor în depozitele epiclastice nu prezintă numai semnificaţii paleoclimatice. Valoarea lor constă,în special, în aceea că ei indică un echilibru între mişcările de ridicare a zonei din care provin şi intensitatea eroziunii (F.J. P e t t i j o h n, P.E. P o t t e r, R. S i e v e r, 1973).

Prezenţa fragmentelor de vulcanite acide în intercalaţiile grosiere de la finele vraconianului sugerează declanşarea — în acest moment — a unor fenomene vulcanice care urmează să capete amploare în momentul următor.

De asemenea, prezenţa „elementelor exotice" analizate, sub formă de nivele distincte (ruditice), intercalate în depozite argilitice, grezoase şi carbonatice ale unităţii şisturilor negre, sugerează, pe de o parte, miş-



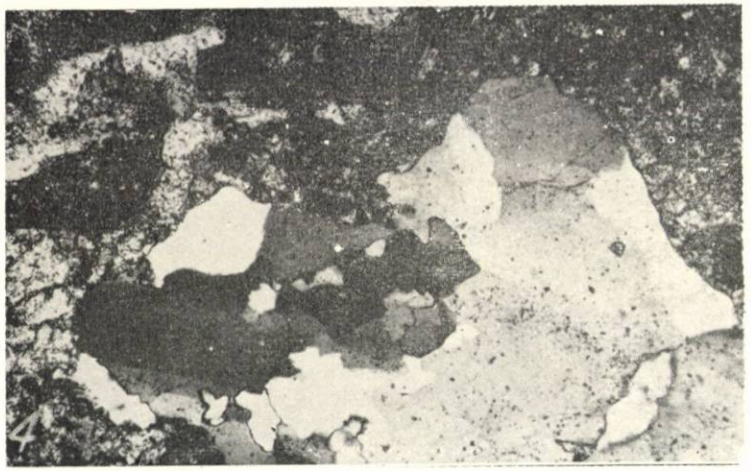


Fig. 1. — Fragment de lamprofir din elementele ,,exctice'' ale complexului șistos, albian inferior, N+, ×15.
Fig. 2. — Fragment de microdiorit holocristalin din elementele exotice ale complexului șistos, albian inferior, N+, × 15.
Fig. 3. — Fragment de granodiorit cu biotit cloritizat și opacitizat din elementele ,,exotice'' ale complexului glauconitic, albian mediu, N+, × 15.
Fig. 4. — Fragment de cuarțit din elementele exotice ale complexului argilelor roșii și verzi, N+, × 15.

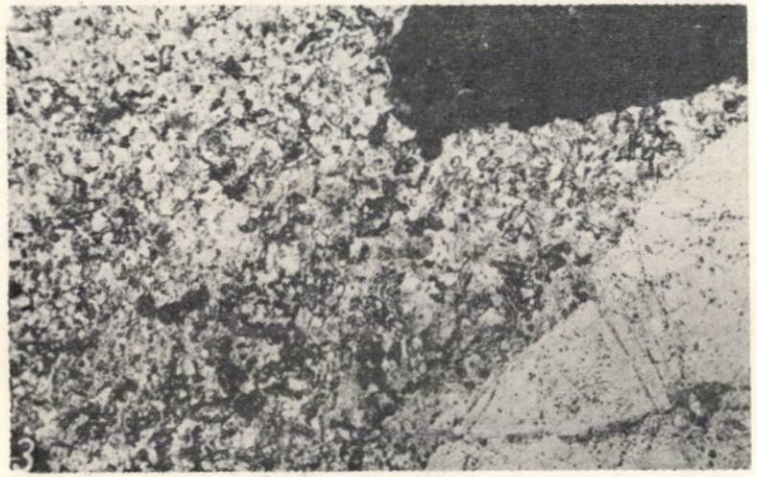
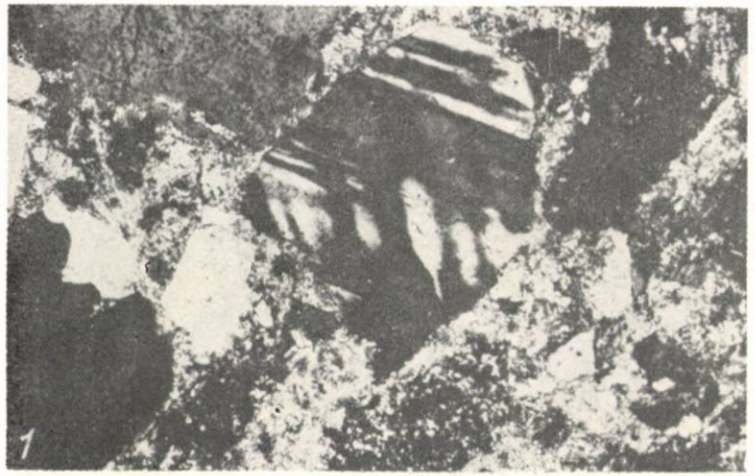


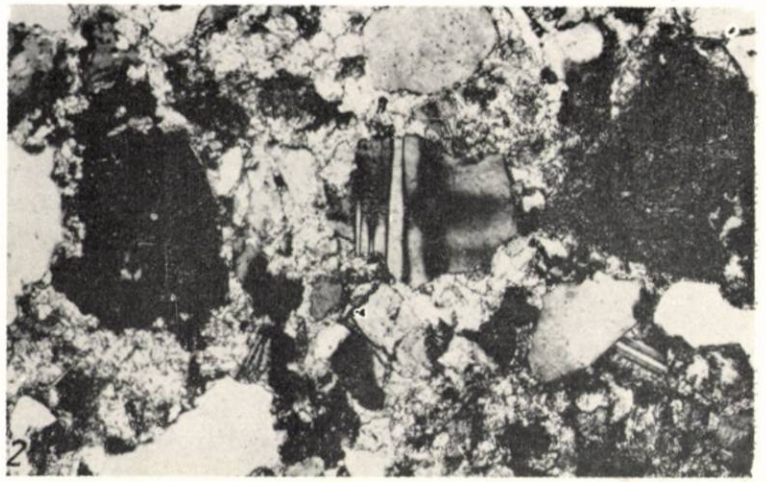
Fig. 1. — Granodiorit cu feldspații caolinizați și biotitul cloritizat; fragment în complexul argilelor roșii și verzi, vraconian-cenomanian, N+, × 20.

Fig. 2. — Microgranodiorit cu structură granofirică; fragment în complexul argilelor roșii și verzi, vraconian-cenomanian, N+, × 20.

Fig. 3. — Pseudomorfoze de clorit după biotit în granodiorite holocristaline; fragment în complexul argilelor roșii și verzi, vraconian-cenomanian, N+, × 20.

Fig. 4. — Microdiorit cu hornblendă; fragment în complexul argilelor roșii și verzi, vraconian-cenomanian, N+, × 20.





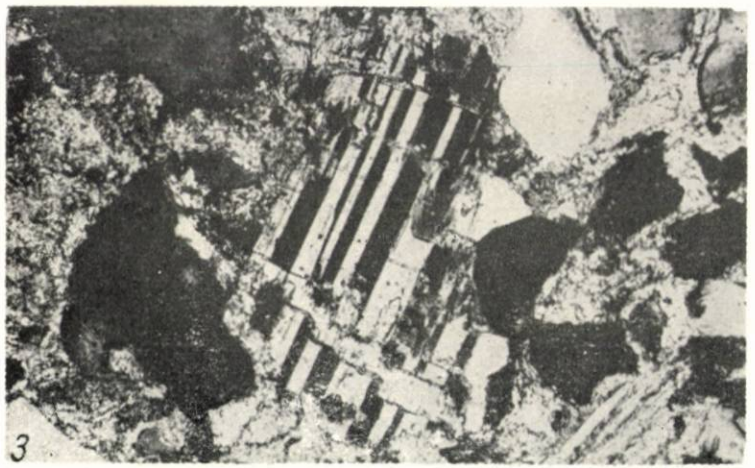
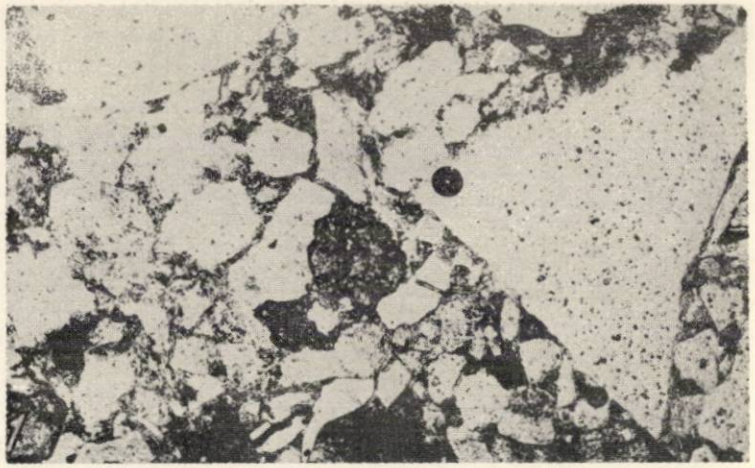


Fig. 1. — Microclin maclat în grătar ; arcoze din complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.
Fig. 2. — Feldspaţi potasici (microclin) şi plagioclazi în arcoze cu ciment calcitic ; complexul gresiei de Siriu, senonian N+, × 20.
Fig. 3. — Plagioclaz maclat polisintetic şi cuarţ în subarcoze cu ciment calcitic ; complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.
Fig. 4. — Fenocristal de hornblendă într-un fragment de andezit dintr-o gresie litică ; complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.



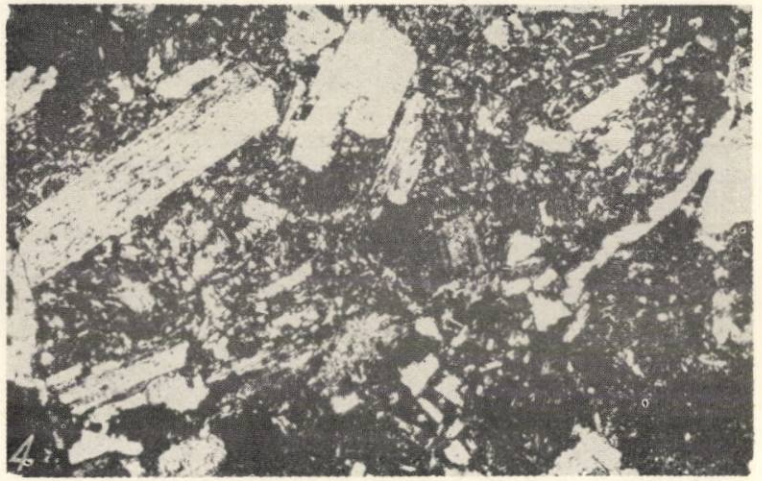


Fig. 1. — Gresie subcuarțoasă slab sortată formată din elemente angulare de cuarț; complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.
Fig. 2. — Fragment de cuarțit sericitos din gresii litice; complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.
Fig. 3. — Fragment de microandezit în gresie litică, complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.
Fig. 4. — Fragment de vulcanit alcalin cu textură fluidală (trahit?); complexul gresiei de Siriu, senonian, N+, × 20.

cări pulsatorii în cadrul provinciei distributive, iar pe de altă parte, aportul intermitent al sursei formate din magmatite plutonice (Pentru constituenții de fond ai formațiunii șisturilor negre sursa permanentă a funcționat continuu pentru tot intervalul valanginian (?)-cenomanian).

Existența unor nivele ruditice asemănătoare în cadrul unității de Tarcău (valea Bistriței) apare cu semnificație petrografică și sedimentologică bine definită. Aceste elemente confirmă continuitatea magmatitelor plutonice în cadrul provinciei distributive și similitudinea mișcărilor tectonice care au afectat-o (probabil tot reflexe ale fazei mezocretacice).

III. Episodul turonian superior (?)-senonian corespunde unui interval de timp în care, după o scurtă întrerupere, procesul de sedimentare a fost reluat și a condus la acumularea complexului gresiei de Siriu. Momentul reluării sedimentării reflectă modificări în constituția petrografică a provinciei distributive (eventuale regenerări). Unitatea de origine a materialului acumulat în cursul acestui episod este dată, pe de o parte, de o asociație de vulcanite acide și neutre (porfire, trahite, andezite) iar, pe de altă parte, de o asociație de metamorfite în care microclinul apare ca constituent principal. Acest tip de feldspat potasic domină formațiunea gresiei de Siriu și contrastează cu lipsa sa din formațiunile subiacente. Schimbarea ariilor-sursă în timpul senonianului este argumentată și de dispariția, la acest nivel, a fragmentelor de magmatite plutonice și, în special, a elementelor „roșii" și „verzi".

Cauza acestor modificări în constituția și deci, în repartiția provinciilor distributive din cretacicul superior trebuie corelată cu momentul de discordanță care reflectă întreruperea procesului de sedimentare la finele cenomanianului (mișcările subhercinice) și, probabil, îngroparea vechilor arii-sursă.

Concluziile desprinse impun pentru viitor o corelare detaliată a elementelor exotice din flișul și molasa Carpaților Orientali și o comparare a acestora cu provinciile distributive presupuse din zonele învecinate (zona cristalino-mezozoică, fundamentul Platformei Ruse, Dobrogea centrală și de nord etc.).

THE COARSE CLASTIC ELEMENTS IN THE CRETACEOUS DEPOSITS OF THE BLACK SCHISTS NAPPE. SEDIMENTOLOGICAL SIGNIFICANCE

SUMMARY

The granulometric, morphometric and mineralogic analysis of the coarse elements from the Black Schists Nappe (Eastern Carpathians) allows the distinction of three sedimentary sequences characterized by different sources of sedimentary material: 1. *Valanginian (?)-Hauterivian — Lower Aptian sequence*, mostly determined by the reworked material from the older sedimentary rocks and soils from an area situated quite far from the depositional flysch area; 2. *Upper Aptian-Cenomanian sequence*: besides the source area mentioned above, progressivelly regenerated through mesocretacic movements (their climax being obvious during

the Middle Albian, corresponding to the „glauconitic quartz-arenites complex"), a new area providing acid plutonites (granite, granodiorite, diorite varieties) and epimetamorphite fragments („exotic elements") can be recognized; 3. *Upper Turonian-Senonian sequence* corresponds to the „Siriu sandstone", a fluxoturbiditic formation; its sedimentation was dependent on the third source area characterized by an association of acid and neutral volcanites (porphyries, trachytes, andesites) and metamorphites providing large microcline crystals, practically absent in the older Cretaceous formations of the Black Schists Nappe; the change of the source area during this sedimentary sequence is also illustrated by the complete absence of the „exotic elements" due to the burying of the previous distributional areas as a consequence of the subhercynian movements.

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. Tehnică, București, 368 p.

CAROZZI A. V. (1960), *Microscopic Sedimentary Petrography*, Krieger Publ. Co., New York.

CODARCEA AL. (1933), *Étude micrographiques des roches cristallines du Senonien de Breaza*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXI**, 85—94.

FILIPESCU M. G. (1934), *Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftanei (jud. Prahova)*, teză de doctorat, 167 p., București.

FILIPESCU M. G. (1937), *Étude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et du Bîrsa Mică*, Bul. Lab. Min., II. 167 p.

FILIPESCU M. G., ALEXANDRESCU GR. (1962), *Repartiția gresiilor grosiere și a arcozelor cu feldspat roșu în cretacicul Carpaților Orientali*, St. cer. geol., **VII**, *2*, 241—248.

GAVĂT I., AIRINEI ȘT., BARBU C., TOMESCU L. (1971), Seuils, horsts et cordillieres dans la structure profonde des Carpates entre les vallées de l'Olt et du Trotuș, Rev. roum. Géol. **15**, *1*, 3—41.

GRIGORESCU D. (1970), *Petrography of the glauconitic Quartzarenites in the Black Schists Nappe (Section of the Covasna Valley)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **XIV**, *2*, 205—216.

— (1972), *Étude microlithostratigraphique du complexe schisteux de l'Unité des Schistes noirs (valée de Covasna)*, An. Univ. Buc., Geol. p. 147—158.

MURGEANU G. (1933), *Sur une cordilliere antésénonienne dans la geosynclinal du Flysch Carpathique*, C.R., Inst. Géol. Roum., **XXI**, 69—85.

PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., (1973), *Sand and Sandstone*, Elsevier, Amsterdam, p. 611.

PREDA D. (1924), *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova*, An. Inst. geol. Rom., **X**, *13*.

SMITH J. V. (1973), *Feldspars*, J. Willey, **I—II**, London.

Primit în redacție la 24 ianuarie 1976

Universitatea București,
Facultatea de geologie-geografie

STUDIUL CRISTALOGRAFIC AL CELESTINEI DE LA VALEA SĂRII (JUDEȚUL VRANCEA)

DE

IOSIF IMREH, ILIE HUICĂ

Mineralizația cu celestină de pe Pîrîu Sării, comuna Valea Sării, județul Vrancea, a fost descoperită în luna mai 1972 de I. Huică, cu ocazia unor prospecțiuni geologice efectuate în zona Andreiașu de Jos — Valea Sării. Aflorimentul de celestină se găsește situat în versantul stîng al Pîrîului Sării, la aproximativ 1,5 km amonte de confluența acestuia cu valea Putna.

Determinarea refringenței (Aura Cehlarov și Clarissa Papacostea) și analizele röntgen (Gh. Neacșu și T. Urcan) au condus la identificarea celestinei.

Geologic, regiunea Valea Sării este alcătuită din depozite helveține, tortoniene, sarmațiene și cuaternare.

Tortonianul este reprezentat prin următoarele orizonturi:

— orizontul stratelor de Răchitașu;
— orizontul sării și al breciei sării;
— orizontul șisturilor cu radiolari;
— orizontul stratelor de Haloș — Sărățel;
— orizontul marnelor cu *Spirialis*.

Mineralizația de celestină este de origine sedimentară, fiind asociată cu calcarele și gipsurile formate în ciclul evaporitic al tortonianului superior. Fenomenele de diageneză au condus la formarea de lentile stratiforme, în special în zonele de minimă rezistență, cu o intensă circulație a soluțiilor.

Aflorimentul de celestină are lungimea de 20 metri, lățimea de 5 metri, mineralizația prezentînd direcția 20°E și căderea 70°NV, fiind situată între o brecie gipsiferă marnoasă, de culoare negricioasă, cu fragmente de marnocalcare, la partea superioară, și o brecie marnoasă, cenușiu-albicioasă, cu fragmente de gresii din stratele de Haloș — Sărățel, la partea superioară. Stratele sînt răsturnate, regiunea Valea Sării încadrîndu-se astfel în tectonica generală de la nivelul dislocației Cașin — Bisoca.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 103–112, BUCUREȘTI, 1976

Celestina se prezintă sub două aspecte distincte:

— celestină de culoare negricioasă-cenușie-albăstrie, grea (greutate specifică 3,3), compactă, microcristalină;

— celestină de culoare albă, sub formă de cristale larg dezvoltate.

După A u r a C e h l a r o v, celestina de culoare închisă se prezintă în agregate tulburi, din cauza incluziunilor anhedrale, iar celestina de culoare deschisă apare în agregate de cristale lung prismatice.

Mineralele care însoțesc celestina sînt: calcitul asociat cu mineralele argiloase, substanță organică bituminoasă și sulfuri coloidale (analist D. T o d o r) și cristale de pirită.

Cristalele studiate de noi au fost colectate din golurile marnocalcarelor, care sînt umplute uneori cu un material bituminos de culoare neagră-brună. Dimensiunile cristalelor sînt în general în jur de 1 mm, dar am găsit și cristale mai mari cu lungime de 2—3 cm și lățime de 0,5—1 cm.

DATELE STATISTICE ALE FORMELOR

Studiul celor 193 de cristale a permis determinarea următoarelor forme:

a {100} c {001} 0 {001} d {102} m {110}

y {122} T {5.2.12}

Formele determinate au apărut în următoarele combinații (tabelul nr. 1):

Tabelul nr. 1

Combinațiile formelor

	a	c	o	d	m	y	T	Nr. crist.
1	a	c	o	d	m	—	—	1
2	—	c	o	d	m	y	—	2
3	—	c	o	d	m	—	T	2
4	—	c	o	d	m	—	—	95
5	—	c	o	d	—	—	—	93

Din tabelul nr. 1 reiese că numărul combinațiilor este redus (5). Tot din acest tabel reiese dominanța combinațiilor alcătuite din 4 forme, ceea ce reprezintă specificul celestinei din această ocurență, deoarece atît noi (I. I m r e h, 1957 *a*, 1957 b; J. I m r e h, G. I m r e h, 1959) pentru celestina din Bazinul Transilvaniei, cît și W. S c h i l l y (1963) pentru celestina din lume, am stabilit dominanța combinațiilor alcătuite din 5 forme. Această dominanță a cristalelor alcătuite din 4 forme se dato-

reşte lipsei formei {104} care, cu toate că este o formă cu perzistenţă mare, în această ocurenţă lipseşte.

Relaţiile de mărime ale formelor sînt redate în tabelul nr. 2. Tot aici am prezentat şi valorile de perzistenţă. Valorile D, T şi S din tabel

Tabelul nr. 2

Relaţiile de mărime ale formelor

	Simb.	Indice	Dominante		De tranziţie		Subordonate		P
			d	D	t	T	s	S	
1	a	{100}	—	—	—	—	1	100	0,52
2	c	{001}	—	—	10	5,20	183	94,80	100
3	o	{011}	193	100	—	—	—	—	100
4	d	{102}	151	78,24	40	20,73	2	1,03	100
5	m	{110}	—	—	8	8	92	92	52
6	y	{122}	—	—	—	—	2	100	1,03
7	T	{5.2.12}	—	—	—	—	2	100	1,03

reprezintă mărimea dominantă, de tranziţie sau subordonată a formelor. Modul cum se determină aceste valori a fost expus în lucrări anterioare (I. I m r e h., 1965; I. I m r e h, G. I m r e h, 1964).

Tabelul nr. 2 arată că forma {0011} apare exclusiv în mărime dominantă, avînd un rol decisiv în determinarea habitusului cristalelor. Forma {102} are de asemenea valoarea D foarte mare (78, 24) faţă de valorile T (20,73) şi S (1,03), ceea ce îi conferă şi ei o importanţă de prim rang în morfologia cristalelor de la Valea Sării (fig. 1). Restul formelor au un rol mai redus, deoarece caracterul lor general este subordonat avînd valori S foarte mari (92—100). Din compararea valorilor D, T şi S cu cele de perzistenţă se poate observa un oarecare paralelism, în sensul că formele cu valori mari de perzistenţă au şi valori mari de dominanţă, iar cele subordonate ca mărime au valori de perzistenţă minime.

STUDIUL ZONELOR

Cele mai importante zone sînt:

[100] cu {001}, {011}
[010] cu {001}, {102}
[001] cu {110}, {100}
[201] cu {102}, {122}
[221] cu {110}, {102}, [122]
[011] cu {011}, {122}. [100]
[110] cu {001}, {110}
[111] cu {110}, {011}
[211] cu {102}, {011}
[411] cu {011}, {122}

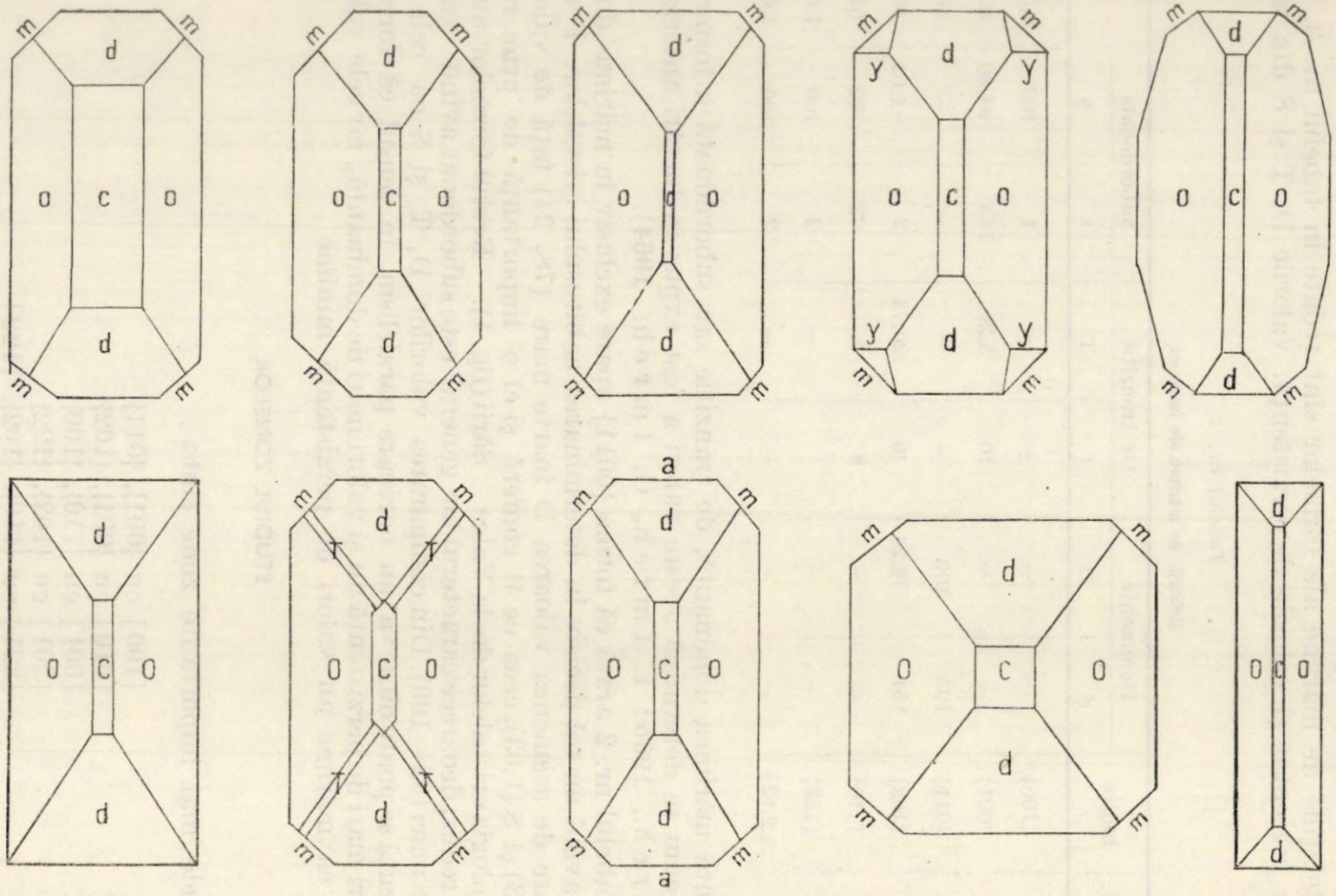


Fig. 1. — Cristale de celestină de la Valea Sării.

Dat fiind numărul mic al formelor (7), este normal că și zonele vor fi sărace în forme. Numărul maxim de forme dintr-o zonă este de 3.

Pentru determinarea importanței zonelor, P. Niggli a utilizat valorile „g" (P. Niggli, 1926), pe baza cărora W. Schilly a determinat importanța zonelor pentru celestină (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Valorile „g"

	Simbol	g		Simbol	g
1	[010]	691	6	[001]	421
2	[100]	609	7	[111]	385
3	[011]	518	8	[221]	379
4	[110]	470	9	[201]	281
5	[211]	463			

În ce privește celestina de la Valea Sării, în unele privințe confirmă, în alte privințe infirmă ordinea de importanță a zonelor stabilită pe baza valorilor „g". Se confirmă importanța mai redusă a zonei [001] deoarece și pe cristalele de la Valea Sării în această zonă apar două forme cu caracter subordonat: {001}, {100}. Într-o oarecare măsură se confirmă importanța mare a zonelor [010], [100] și [011], fiindcă conțin una dintre formele cu valori mari de dominanță și de persistență: {011} și {102}. Zona de cea mai mare importanță la cristalele din Valea Sării este însă [211], fiind singura care conține ambele forme dominante: {011}, {102}. Această dominanță a zonei [211] observată aici a mai fost semnalată și la cristalele de celestină de la Copăceni (I. Imreh, 1957).

HABITUSUL CRISTALELOR

În privința habitusului, cristalele de celestină de la Valea Sării sînt relativ unitare. Se remarcă dominanța habitusului prismatic, alungit în direcția axei cristalografice „a". Acest tip de habitus are simbolul:

$$A_a\ [100]\ [010]\ (A_a = \text{axial după „a"})$$

În cadrul acestui habitus însă variațiile sînt destul de mari, de la cristalele aciculare pînă la cristalele prismatice groase.

Un habitus foarte rar (a apărut pe trei cristale) este cel izometric, realizat de apariția în mărime dominantă a formelor {011} și {102} și a formelor {001} și {110} în mărime subordonată (vezi fig. 1). Simbolul lor este:

$$I\ [211]\ (I = \text{izometric})$$

Astfel de cristale izometrice de celestină am mai găsit la Cheia (J. Imreh, G. Imreh, 1959) și la Copăceni (I. Imreh, 1957) cu singura dife-

rență că pe cristalele de la Copăceni mai apare în mărime subordonată și forma {104}. Este interesant că atît celestina de la Cheia, cît și cea de la Copăceni apare în golurile unui calcar bituminos de vîrstă tortoniană.

CORELAREA MORFOLOGIEI CU STRUCTURA RETICULARĂ

Din datele structurale, respectiv din coordonatele bazale ale Sr și grupului SO_4 stabilite de către R.W. James și W. A. Wood (1925), se pot determina : $d_{(hkl)}$, $I_{(hkl)}$, q, succesiunea seriei de plane reticulare, respectiv structura planelor reticulare. Pentru planele (001), (102), (011), (5.2.12), (122), (100) și (110) ele sînt următoarele :

(100)

Sr	Sr	SO_4	SO_4	Sr	Sr	SO_4	SO_4
(1,04)	(1,04)	(1,04)	(1,04)	(1,04)	(1,04)	(1,04)	
1	1	1	1	1	1	1	

$I_{(100)}=36,66$ (Å)^2, $d_{(100)}=8,36$ Å, $d_{(100)}$min.$=1,04$ Å, Per.id.$=4,18$ Å, $q=1$.
Plan simplu încărcat simplu (fig. 2)

(001)

$SrSO_4$	$SrSO_4$	$SrSO_4$	$SrSO_4$
(1,14)	(2,28)	(1,14)	
1	2	1	

$I_{(001)}=44,81$ (Å)^2, $d_{(001)}=6,84$ Å, $d_{(001)}$min.$=1,14$ Å, Per.id.$=3,42$ Å, $q=2$
Plan mixt încărcat dublu.

(102) /indice nou (101)

Sr	SO_4	SO_4	Sr	SO_4	Sr	Sr	SO_4
(0,22)	(1,10)	(0,22)	(0,44)	(1,32)	(0,22)	(1,32)	
1	5	1	2	6	1	6	

$I_{(101)}=57,90$ (Å)^2, $d_{(101)}=5,29$ Å, $d_{(101)}$min.$=0,22$ Å, Per.id.$=5,29$, $q=1$.
Plan simplu încărcat simplu.

(110) /indice nou(210)/

$2SrSO_4$	$2SrSO_4$	$2SrSO_4$
(2,46)	(0,82)	
3	1	

$I_{(210)} = 92,99$ (Å)^2, $d_{(210)} = 3,29$ Å, $d_{(210)}$min. $= 0,82$ Å, Per.id. $= 3,29$ Å, $q_1 = 2$, $q_2 = 2$.
Plan mixt încărcat cuadruplu.

(001)

2Sr	2Sr	$2SO_4$	$2SO_4$
(0,70)	(1,40)	(0,70)	
1	2	1	

$I_{(011)}=72,65$ (Å)^2, $d_{(011)}=4,22$ Å, $d_{(011)}$min.$=0,70$ Å, Per.id.$=4,22$ Å, $q=2$.
Plan simplu încărcat dublu.

(122) /indice nou (111)

Sr	SO_4	Sr	SO_4	SO_4	Sr	SO_4	Sr
(0,16)	(0,32)	(0,96)	(0,16)	(0,96)	(0,32)	(0,16)	
1	2	6	1	6	2	1	

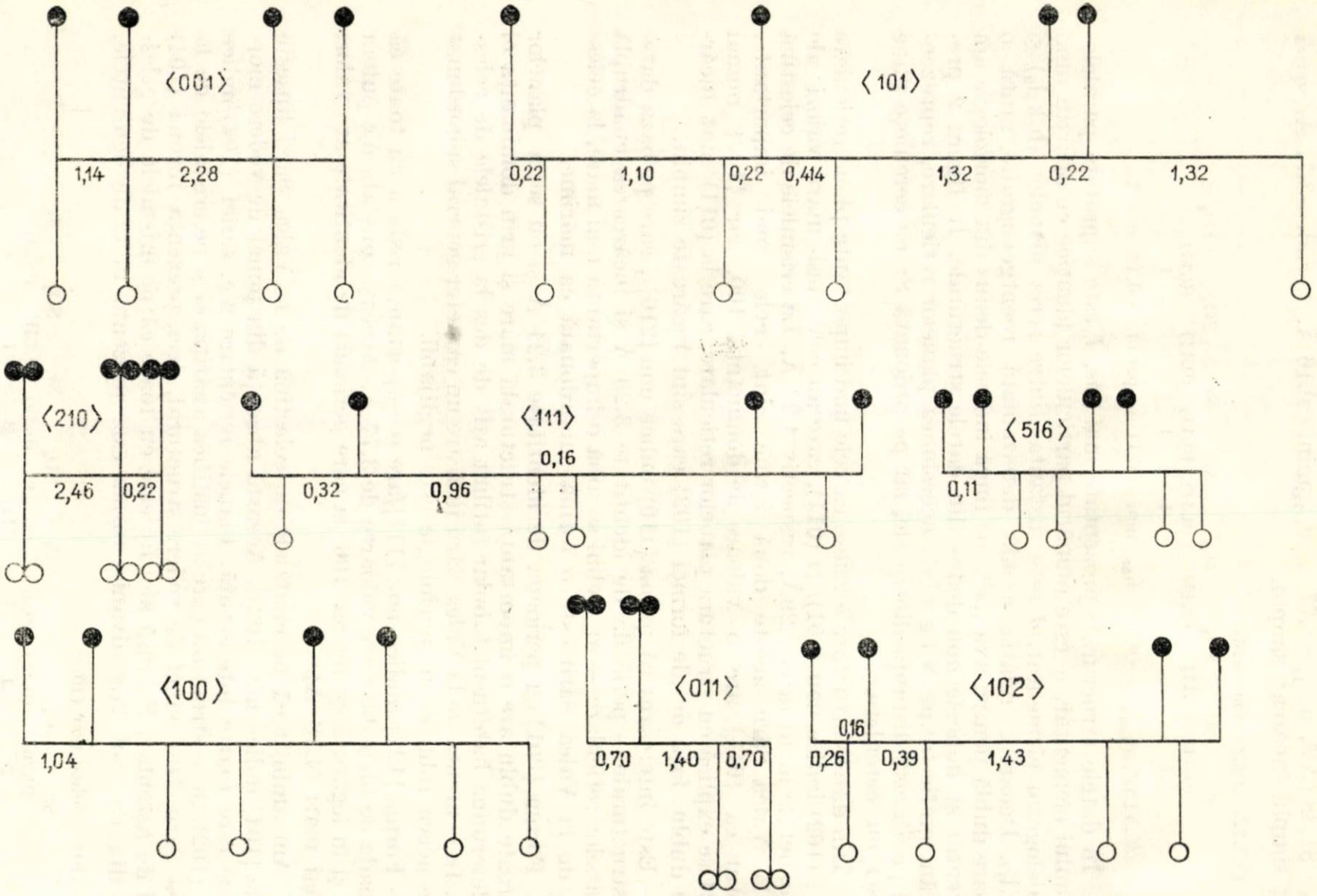


Fig. 2. — Structura planelor reticulare.

$I_{(111)}=81{,}38$ (Å)^2, $d_{(111)}=3{,}77$ Å, $d_{(111)}$min.$=0{,}16$ Å, Per.id.$=3{,}77$ Å, $q=1$
Plan simplu încărcat simplu.

(5.2.12) /indice nou (516)/

Sr	Sr	SO_4	SO_4	Sr	Sr	SO_4	SO_4
(0,11)	(0,11)	(0,11)	(0,11)	(0,11)	(0,11)	(0,11)	
1	1	1	1	1	1	1	

$I_{(516)} = 330{,}5$ (Å)^2, $d_{(516)} = 0{,}92$ Å, $d_{(516)}$min. $= 0{,}11$ Å, per.id. $= 0{,}46$, $q = 1$.

În datele structurale prezentate mai sus, *I* este suprafața paralelogramului elementar, q este numărul particulelor identice ce aparțin unui paralelogram elementar, *d* este distanța dintre seria planelor ($h_0k_0l_0$) și ($h_1k_1l_1$). Deoarece relația axială determinată roentgenografic arată o valoare dublă pentru axa „a", pe lîngă indicele dedus din morfologie am prezentat și indicele nou dedus din datele structurale. În figura 2 prezentăm grafic (după N i g g l i) succesiunea planelor reticulare, reprezentînd pe abscisă distanța dintre ele, iar pe ordonată Sr cu cercuțe pline și SO_4 cu cercuțe.

Din datele structurale reiese că cele mai importante plane reticulare sînt: (102)/indice nou (101)/ și (011), care au cele mai mari valori ale perioadei de identitate, 5,29Å, respectiv 4,22 Å. La cristalele de celestină de la Valea Sării aceste două forme sînt cele mai importante. Faptul că {011} are o valoare de dominanță 100, iar {102} numai 78,24 se explică cu structura planelor reticulare, care la (011) sînt încărcate dublu, față de ale formei {102} care sînt încărcate simplu.

Este interesant că forma {110}/indice nou {210}/, care pe baza datelor structurale — perioada de identitate 3,29 Å și încărcarea cuadruplă a planelor reticulare — ar trebui să aibă o importantă mai mare, la celestina de la Valea Sării este o formă subordonată ca mărime.

Forma {001} cu perioada de identitate 3,24 Å și cu seria planelor încărcate dublu are o importanță structurală mare și prin dominanța ei va determina habitusul tabular întîlnit atît de des la cristalele de celestină. În ocurența de la Valea Sării însă are un caracter general subordonat și de aceea rolul ei în morfologie este neglijabil.

Forma {122} /indice nou {111}/are o importanță redusă cu toate că perioada de identitate are valoarea de 3,77 Å. Aceeași constatare o putem face și în legătură cu forma 100 la care perioada de identitate are valori și mai mari (4,18 Å).

Am amintit că pe cristalele de celestină de la Valea Sării lipsește forma {104}/indice nou {102}/. Această absență din punct de vedere morfologic este foarte interesantă. Planele reticulare ale seriei (104)/indice nou (102)/au o structură care ar justifica apariția ei și pe cristalele de la Valea Sării. Din punct de vedere structural, deci, prezența formei (104) ar fi de așteptat. Ea însă aici lipsește cu toate că pe cristalele de celestină din Bazinul Transilvaniei forma este prezentă în toate ocurențele.

(104) /indice nou (102)/

Sr	SO_4	Sr	SO_4	SO_4	Sr	SO_4	Sr
(0,26)	(0,13)	(0,39)	(1,43)	(0,39)	(0,13)	(0,26)	
2	1	3	11	3	1	2	

$I_{(102)} = 96{,}83$ (Å)^2, $d_{(102)} = 3{,}16$ Å, $d_{(102)}$min. $= 0{,}13$ Å, Per.id. $= 3{,}16$ Å, $q = 1$.

În concluzie, putem spune că habitusul morfologic al cristalelor de celestină de la Valea Sării ar corespunde în linii mari cu habitusul structural (cel dedus din datele structurale), fiindcă cele două forme care determină habitusul morfologic/{011} și {102}/reprezintă plane reticulare de importanță de rangul întîi și în structura reticulară.

În restul formelor — cu excepția formei {5.2.12} — între importanța reticulară și cea morfologică există diferențe care dau o notă specifică cristalelor din această ocurență.

Apariția dominantă a formelor {011} și {102} este justificată și de studiile lui P. H a r t m a n (1955) care a introdus în studiul cristalografic direcțiile PBC (Periodic bond chain). P. H a r t m a n, studiind cristalele de baritină cu aceeași structură reticulară ca și celestina, a stabilit că forma {102}/indice nou {101}/este o formă de categoria F în care se găsesc două direcții PBC. Este interesant că {011} a fost inclusă în grupa formelor de categoria K în care nu se găsește nici o direcție PBC și astfel ar avea o importanță mai redusă. Dacă însă luăm în considerare energia de atașare (attachment energy) calculată tot de P. H a r t m a n (tabelul nr. 4) vom vedea că la {011} ea este o valoare de două ori mai mare decît a formei {102}/indice nou {101}/. În consecință, importanța formei {011} trebuie să fie mai mare decît a formei {102}/indice nou {101}/, ceea ce pe cristalele de celestină de la Valea Sării se realizează evident.

Tabelul nr. 4

Relația dintre forma cristalului și energia de atașare

Forma (ind. nou)	Energia de atasare pentru ion (în unit.$4e^2.A^{-1}$)
{001}	0,388
{210}	0,396
{101}	0,435
{011}	0,945

COMPARAREA CRISTALELOR DE COLESTINĂ DE LA VALEA SĂRII CU CELE DIN CALCARELE TORTONIENE DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

Deoarece în Bazinul Transilvaniei am descris cristale de celestină din trei ocurențe : Cheia, Copăceni și Săndulești, avem posibilitatea să facem unele comparații cu cele din Valea Sării.

Există o asemănare în ce privește vîrsta și natura petrografică a rocilor în care se găsește celestina : roci calcaroase cu material bituminos. Asociația de minerale din ocurențe este asemănătoare : calcit, pirită, gips și sulf nativ. La Copăceni am mai găsit în plus calcedonie, iar la Valea Sării marcasită reniformă cu cristale dispuse radiar.

În toate cele patru ocurențe domină habitusul prismatic, alungit după axa cristalografică „a", respectiv în toate cele patru ocurențe apar cristale izometrice. Este demn de remarcat că din studiul nostru asupra a mai mult de 1 000 de cristale de celestină, a reieșit că cristale izometrice nu au apărut decît în formațiunile tortoniene. Am putea spune că acest habitus caracterizează cristalele de celestină din aceste formațiuni.

Forma {1.2.12} apare și la Sănduleşti tot în mărime subordonată ca și pe cristalele din Valea Sării.

Diferențe mari se constată în ce privește numărul combinațiilor de forme. Pe cînd la Copăceni numărul lor este de 20, la Cheia 24, iar la Sănduleşti 13, la cristalele de la Valea Sării este de numai 5.

Se constată o dominanță a cristalelor din cinci forme, pe cînd la Valea Sării domină combinațiile alcătuite din patru forme.

La cristalele de celestină de la Copăceni, Cheia și Sănduleşti pe unele au apărut în mărime dominantă și formele {100}, {001}, {110} sau chiar {122}, ceea ce pe cristalele de la Valea Sării nu s-a observat, ele avînd o mărime subordonată.

Geneza acestor cristale este de natură sedimentară și ea va forma obiectul unei alte lucrări.

KRISTALLOGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN COELESTIN—KRISTALLEN AUS VALEA SĂRII

ZUSAMMENFASSUNG

Bei den Untersuchungen von 193 Kristallen werden 5 Formen festgestellt (siehe Text). Die verschiedenen Kombinationen sind in Tabelle 1 Angegeben. Die Werten D, T und S die, die Grösse der Formen angeben sind in Tabelle 2 angeführt.

Die wichtigsten Zonen sind [211], [011], und [100]. Nach dem Habitus der untersuchten Kristalle könnte zwei Typen untereschеiden: prismatische Kristalle nach der kristallographischen „a"-Achse gestreckt und isometrische Kristalle (Abb. 1).

Schliesslich wurden die Zusammanhänge zwischen Morphologie und Struktur festgestellt.

BIBLIOGRAFIE

Hartman P., Perdok W. G. (1955), *On the relation between Structure and Morphology of cristals*, Acta Cryst, **8**, part. 1, 49—52; part. 2, 521—524; part 3, 525—529.

Imreh I. (1957), *A new occurence of celestine at Copăceni*, Földtani Közlöny, **87**, *1*, Budapest.

— (1957), *Cristale de celestină de la Sănduleşti*, St. cerc. geol., **VIII**, *1—2*, Cluj.

— (1965), *Contribuții la studiul corelării morfologiei cu structura internă a cristalelor*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Ser. Geol. Geogr., *1*, Cluj.

Imreh J., Imreh G. (1959), *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner. Mh., *11—12*.

— (1964), *Noi valori cristalografice pentru caracterizarea habitusului și importanței zonelor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **9**, *1*.

James R. W., Wood W. A. (1925), *The Crystal Structure of Baryte, Celestine and Anglesite*, Proc. Roy. Soc., A, **109**.

Niggli P. (1926), *Baugesetze kristalliner Materie*, Zs. Krist., **63**.

Schilly W. (1933), *Zusammenhänge zwischen Morphologie, Struktur und Genesis bei Cölestin*, N. Jb. Miner., Beil, *67*.

Primit în redacție la 5 aprilie 1975

Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca
și
Intreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

ASUPRA JURASICULUI SUPERIOR DE LA IZVOARELE PÎRÎULUI HĂGHIMAȘ (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

MARIAN PELIN

Regiunea de care ne ocupăm este situată în Masivul Hăghimaș, între culmile Hăghimașu Negru, vîrful Telec, culmea Piatra Roșie și culmea Ciofronca, constituind bazinul de alimentare a pîrîului Hăghimaș.

Depozitele jurasicului superior sînt bine deschise la izvoarele pîrîului Hăghimaș, unde întîlnim întreaga succesiune de depozite de la callovian la tithonic inclusiv (fig. 1). În această regiune s-au separat următoarele subdiviziuni: callovian — oxfordian — jaspuri cu radiolari; kimmeridgian — calcare noduloase roșii, calcare cenușii cu *Aspidoceras acanthicum* Oppel și gresii calcaroase; tithonic — calcare masive și calcare stratificate de culoare cenușie-albă cu intercalații de calcare roșii ușor grezoase în facies de Stramberg (fig. 2).

Callovian — oxfordian. Depozitele callovian-oxfordiene se așază în continuitate de sedimentare peste gresiile calcaroase și calcarele grezoase doggeriene, fiind formate dintr-un complex de roci silicioase de culoare roșie sau cenușie-verzuie. Acest complex este alcătuit din jaspuri dispuse în bancuri de 30—40 cm grosime, fiind intercalate în șisturi argiloase roșii impregnate cu siliciu. Jaspurile prezintă o spărtură concoidală sau prismatică, avînd muchiile ascuțite. Privite la microscop, jaspurile sînt alcătuite din silice în care abundă resturile de radiolari. Prezența jaspurilor în Munții Hăghimaș a fost semnalată pentru prima dată de F. Hauer (1863), care arată că jaspurile se situează la baza calcarelor de Stramberg. Ulterior, F. Herbich (1878) și V. Uhlig (1903), luînd în discuție vîrsta acestui complex silicios, ajung la concluzia că jaspurile sînt de vîrstă triasic superior. Mai tîrziu, E. Vadász (1915) a constatat că jaspurile stau peste gresiile fosilifere doggeriene și suportă calcarele cu *Aspidoceras acanthicum*. Bazat pe aceste considerente, el atribuie jaspurilor vîrsta callovianâ. Cercetările lui E. Jekelius (1922) din regiunea Lacul Roșu confirmă ideile lui E. Vadász și constată că jaspurile de aici au o poziție similară cu cele din Bucegi. Între anii 1929 și 1941 Ion Atanasiu și Ion Băncilă prin cercetările executate în munții Tulgheș și Hăghimaș, au constatat justețea ideilor exprimate de E. Vadász și E. Jekelius.

În regiunea studiată de noi, peste tot unde apar la zi, jaspurile repauzează peste calcarele și gresiile doggeriene și suportă în continuitate de sedimentare calcarele roșii noduloase și calcarele cu *Aspidoceras acanthicum*.

Kimmeridgian. Depozitele kimmeridgiene se întîlnesc sub formă de benzi, bine deschise la izvoarele pîrîului Hăghimaș, culmea Ciofronca, Piatra Roșie, Telec, Hăghimașu Negru, stînd peste orizontul de jaspuri și suportînd stiva mare de calcare de tip Stramberg. Prezența depozitelor kimmeridgiene în Munții Hăghimaș a fost semnalată pentru prima dată de F. Herbich în anul 1878 la sud de Lacul Roșu sub Piatra Ucigașului și pe clina de nord a Muntelui Hăghimașu Mare la obîrșia

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 113–130., BUCUREȘTI, 1976

pîrîului Hăghimaş. Din aceste depozite, F. Herbich şi E. Neumayr au determinat numeroase forme de ammoniţi, belemniţi, brahiopode etc.

La izvoarele pîrîului Hăghimaş, depozitele kimmeridgiene încep cu un nivel gros de 3—4 m format din calcare roşii noduloase stratificate în bancuri, avînd grosimi de 30—40 cm. Acestea sînt alcătuite din nodule

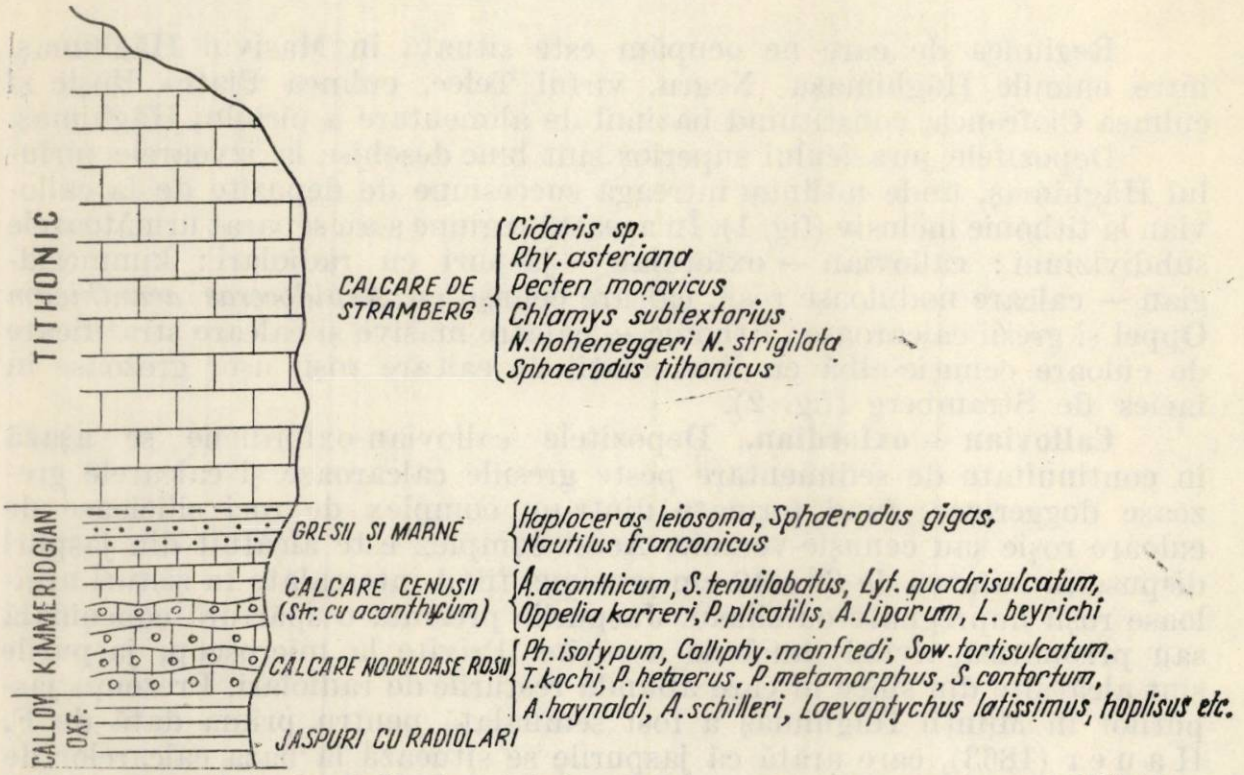


Fig. 1.—Coloană stratigrafică în depozitele jurasicului superior de la izvoarele pîrîului Hăghimaş.

neregulate de calcare compacte, foarte dure, înconjurate de o aureolă marno-calcaroasă, avînd de asemenea culoarea roşie. Mai rar, se observă, în special pe suprafeţele alterate, elemente mici de cuarţ, bine rulate. Prin dezagregare, calcarele noduloase pun în libertate o cantitate mare de argilă, care împrumută culoarea roşie depozitelor superficiale din apropiere. Datorită durităţii lor, calcarele roşii noduloase au păstrat închise în ele o bogată faună de ammoniţi, brahiopode, lamelibranhiate întîlnită de noi în punctul fosilifer de la obîrşia pîrîului Hăghimaş.

Dintre formele recoltate şi determinate din orizontul roşu de la izvoarele pîrîului Hăghimaş citäm : *Phylloceras isotipum* Benecke, *Phylloceras saxonicum* Neum., *Holcophylloceras polyolcum* Benecke, *Calliphylloceras manfredi* Oppel, *Sowerbiceras tortisulcatum* d'Orb., *Lythoceras* (*Thysanolythoceras*)*sutile* Oppel, *Lythoceras polyciclum* Neum., *Haploceras jungens* Neum., *Haploceras tenuifalcatum* Neum., *Streblites tenuilobatum* Oppel, *Streblites lythographicus* Oppel, *Taramelliceras holbeini* Oppel, *Taramelliceras kochi* Herbich, *Taramelliceras mikoi* Herbich, *Perisphinctes hetaerus* Herbich, *Perisphinctes stenonotus* Herbich, *Perisphinctes oxypleurus* Herbich, *Perisphinctes plebeius* Neum., *Perisphinctes polyplocus* Neum., *Perisphinctes tantalus* Herbich, *Perisphinctes fasciferus* Neum., *Perisphinctes metamorphus* Neum., *Perisphinctes hospaes* Neum., *Perisphinctes cymbricus* Neum., *Virgatosphinctes jurumensis* Spath., *Catroliceras*

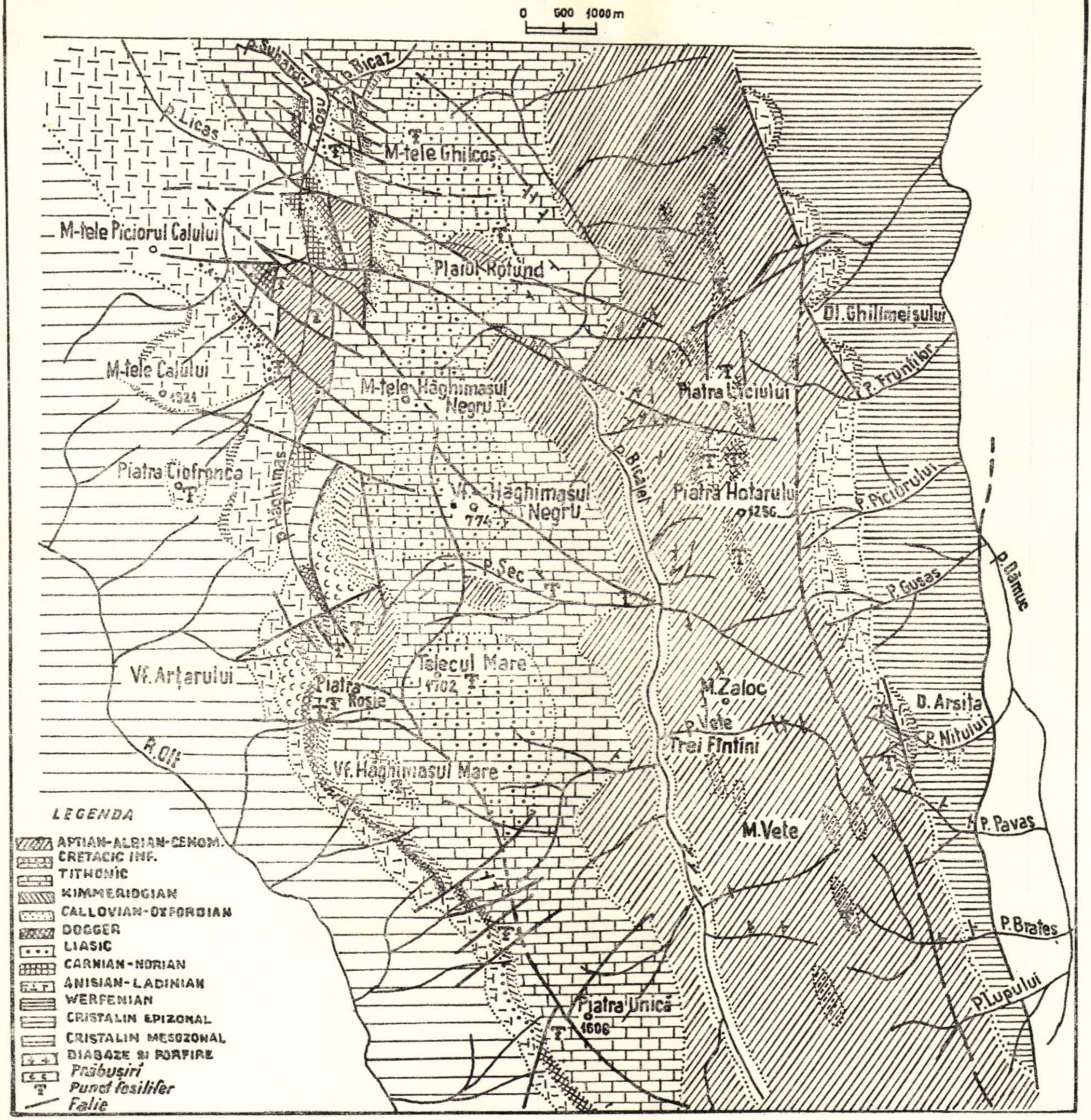
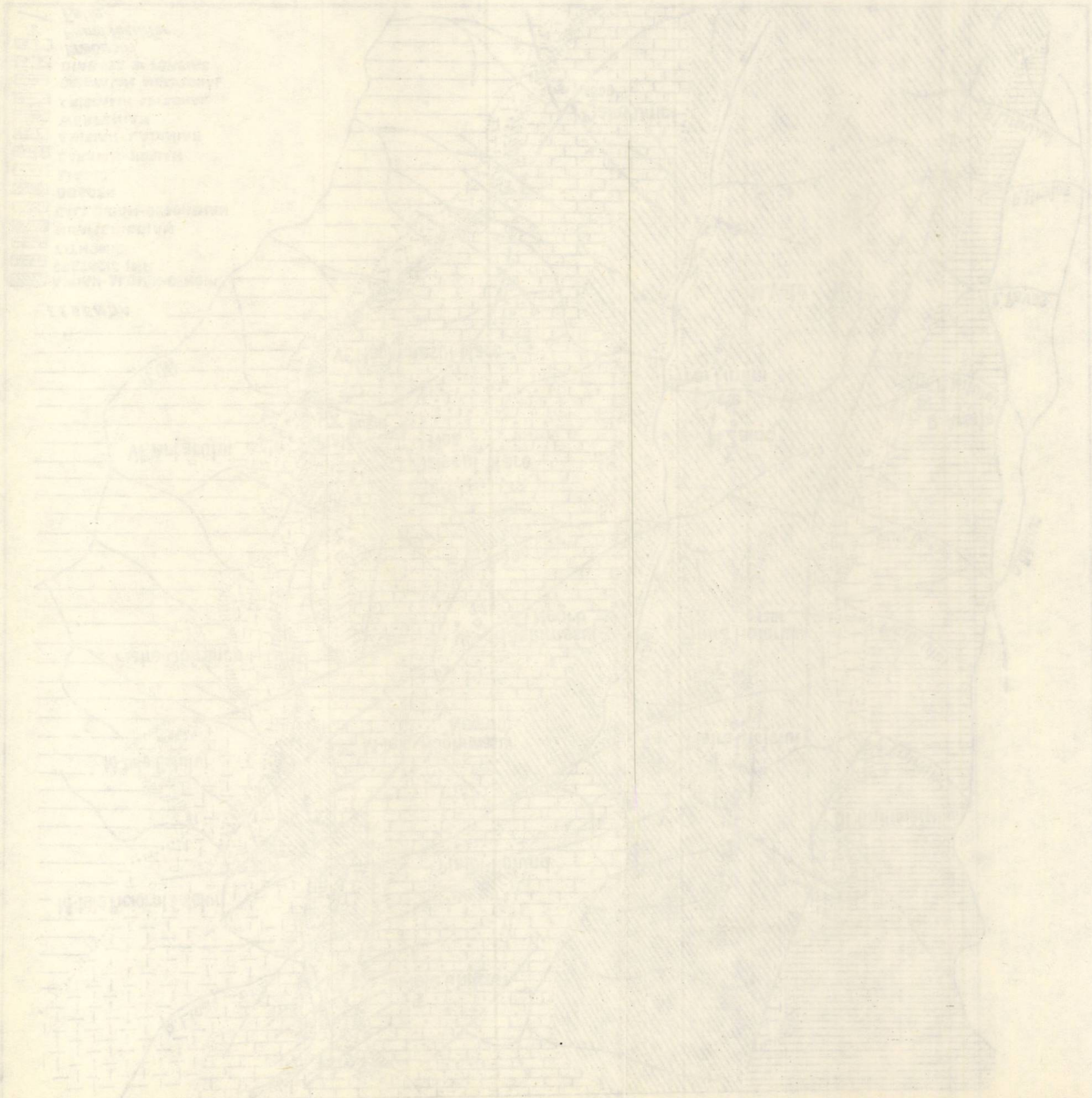


Fig. 2. — Harta geologică a Munților Hăghimaș.



acer Neum., *Lythacoceras ulmense* Oppel, *Simoceras teres* Neum., *Simoceras contortum* Neum., *Cosmoceras nitidilum* Neum., *Aspidoceras haynaldi* Herbich, *Aspidoceras microplum* Oppel, *Aspidoceras zeuschneri* Zittel, *Physodoceras altenense* d'Orb., *Aspidoceras schilleri* Oppel, *Aspidoceras bathori* Herbich, *Physodoceras cyclotum* Oppel, *Laevapthycus latissimus vermipora* Trauth., *Laevapthycus meneghini* Zigno, *Laevapthycus crassissimus* Haupt, *Laevapthycus hoplisus* Spath, *Laevapthycus sparsillamelosus* Gumb., *Laevapthycus latus* Meneghini, *Rhynchonella gemmellaro* Neum., *Glossothyris nucleata* Schloth., *Neaera lorioli* Neum., *Neaera transilvanica* Neum., *Modiola lorioli* Zittel, *Belemnites beneckei* Neum.

Peste orizontul calcarelor noduloase roșii urmează în continuitate de sedimentare un orizont de calcare dure cenușii, dispuse în strate de 30—40 cm grosime. Din orizontul calcarelor cenușii am recoltat și determinat următoarele forme: *Phylloceras isotipum* Benecke, *Phylloceras serum* Oppel, *Phylloceras ptychostoma* Benecke, *Calliphylloceras manfredi* Oppel, *Calliphylloceras leptoptychum* Herbich, *Sowerbiceras tortisulcatum* d'Orb., *Lythoceras* (*Thysanolitoceras*) *sutile* Oppel, *Lythoceras quadrisulcatum* Oppel, *Lythoceras municipale* Oppel, *Haploceras fialar* Neum., *Oppelia karreri* Neum., *Oppelia* (*Erycina*) Gemmelaro, *Streblites tenuilobatum* Oppel, *Simoceras explanatus* Neum., *Pseudosimoceras herbichi* Hauer, *Perisphinctes platynotus* Reinecke, *Perisphinctes plicatilis* Sow., *Perisphinctes lothari* Oppel, *Perisphinctes eulemus* d'Orb., *Aspidoceras liparum* Oppel, *Physodoceras circumspinosum* Quenst., *Aspidoceras zeuschneri* Zittel, *Aspidoceras deacki* Herbich, *Nautilus strambergensis* Zittel, *Lamellaptychus beyrichi* Oppel, *Glossothyris nucleata* Schloth., *Pygope janitor* Pictet, *Rhabdocidaris cilindrica* Quenst., *Terebratula bouei* Zeuschner.

Sedimentarea depozitelor kimmeridgiene se încheie cu un orizont de gresii calcaroase de culoare cenușie, trecînd la partea superioară la marne șistoase cu aspect foios. Aceste depozite au o grosime de circa 30 m și sînt mai sărace în fosile. Din acest orizont am recoltat și determinat cîteva forme fosile prost conservate, din care amintim următoarele: *Haploceras leiosoma* Oppel, *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst., *Nautilus franconicus* Oppel și *Sphaerodus gigas* Agassiz.

Din analiza faunei întîlnite în orizontul calcarelor noduloase roșii, din orizontul calcarelor cenușii și din orizontul gresiilor calcaroase de la partea superioară se desprind următoarele concluzii: asociația faunistică întîlnită în orizontul calcarelor noduloase roșii ne face să afirmăm că acest orizont ar aparține probabil oxfordianului superior. Orizontul mediu sau orizontul calcarelor cenușii aparțin zonei cu *Aspidoceras acanthicum*. Fauna întîlnită în acest orizont este bine cunoscută în cadrul provinciei mediteraneene, peste tot unde apare orizontul cu *Aspidoceras acanthicum*. Stratelor cu *acanthicum* li s-au dat diferite interpretări de diferiți autori. Astfel, E. W. Benecke în anul 1865 le dă denumirea de strate cu *Ammonites acanthicus* și le echivalează zonei cu *Streblites tenuilobatus* din Europa centrală. A. Oppel consideră că stratele cu *acanthicum* reprezintă zona cu *Streblites tenuilobatus* și *Aulacostephanus pseudomutabilis* și include la tithonicul inferior zona cu *Hybonoticeras beckeri*. În anul 1873 E. Neumayr le atribuie kimmeridgianului, echivalîndu-le zonei cu *tenuilobatus* și zonei cu *beckeri*. În anul 1960, W.J. Arkel atribuie stratele cu *acanthicum* kimmeridgianului inferior și mediu,

echivalîndu-le zonei cu *tenuilobatus*, zonei cu *pseudomutabilis* și zonei cu *beckeri*. În anul 1957, D a n P a t r u l i u s consideră stratele cu *Aspidoceras acanthicum* ca reprezentînd zonele cu *E. bimamatum*, *Sutneria platinota*, *Streblites tenuilobatus*, *Idoceras planula*, *Aulacostephanus pseudomutabilis* și partea superioară zona cu *Hibonoticeras beckeri*.

Atît în regiunea izvoarelor pîrîului Hăghimaș, culmea Ciofronca, Piatra Roșie, Hăghimașu Mare, cît și mai la nord sub Piatra Ucigașului, forma *Aspidoceras acanthicum* Oppel apare numai în orizontul calcarelor dure cenușii în asociație cu faună tipică kimmeridgiană amintită mai sus. Acest orizont corespunde, probabil, celor trei zone fosilifere cunoscute în kimmeridgianul din provincia mediteraneeană : zona cu *tenuilobatus*, zona cu *beckeri* și zona cu *pseudomutabilis*, pe care W.J. A r k e l în 1960 le atribuie kimmeridgianului inferior și mediu. Orizontului gresiilor calcaroase, marnoase, slab fosilifere îi atribuim vîrsta kimmeridgian superior-tithonic inferior.

Tithonic. Depozitele tithonice în facies de Stramberg sînt bine dezvoltate în masivele Hăghimașu Negru, Telec, Piatra Roșie și Hăghimașu Mare. Ele se așază peste depozitele kimmeridgiene, fiind reprezentate prin calcare masive și calcare stratificate de culoare cenușie-albă, cu intercalații de calcare roșii, ușor grezoase. Aceste calcare se dispun sub formă de bancuri, groase de 2—3 m, imprimînd stivei de calcare caracterul de masivitate. Analizate în secțiuni subțiri, calcarele tithonice sînt formate din aglomerarea unui material organic, ceea ce îndreptățește încadrarea lor la faciesul de Stramberg. În privința vîrstei acestor calcare, F. H a u e r (1863) a fost primul care a atribuit vîrsta tithonică acestor calcare. Mai tîrziu, cercetările întreprinse de F. H e r b i c h (1878), E. J e k e l i u s (1922), I o n A t a n a s i u (1929) și I o n B ă n c i l ă (1941) vin să confirme vederile lui F. H a u e r. Peste tot unde apar, calcarele tithonice dau o notă caracteristică masivelor impunătoare din regiune. În calcarele masive recifale se întîlnesc echinide, lamelibranhiate brahiopode, gasteropode, corali. Calcarele stratificate se prezintă în bancuri groase de 2—3 m, în care la diferite nivele se intercalează calcare fine, granulare, de culoare roșie și calcare grezoase bogat fosilifere tot de culoare roșie. Aceste calcare sînt foarte bogate în lamelibranhiate de tipul *Pecten* și echinide din grupa cidaridelor. Analizat megascopic, un eșantion din calcarele stratificate prezintă o structură fin granulară și textură masivă, iar prin lovire pune în evidență o spărtură aschioasă sau netedă. În spărtură proaspătă calcarele au o culoare cenușie-albă, iar pe suprafețele alterate prezintă o culoare albă-gălbuie. La microscop roca se prezintă alcătuită dintr-un material fin cu resturi de organisme de dimensiuni mici și diagenizate.

Din aceste calcare am recoltat următoarele forme fosile : *Cidaris* sp., *Rhynchonela asteriana* d'Orb., *Pecten moravicus* Remes, *Chlamys subtextorius* Münst., *Nerinea hoheneggeri* Peters, *Nerinea strigilata* Struk., *Spherodus tithonius* Gemm., forme ce demonstrează că tithonicul în această regiune este dezvoltat în facies de Stramberg.

În regiunea de care ne ocupăm, cît și în masivele muntoase din împrejurimi, calcarele tithonice au grosimi variabile, ce ajung de la 100 pînă la 200—300 m. Această variație de grosimi a calcarelor tithonice poate fi explicată în felul următor : este posibil ca, chiar în timpul sedi-

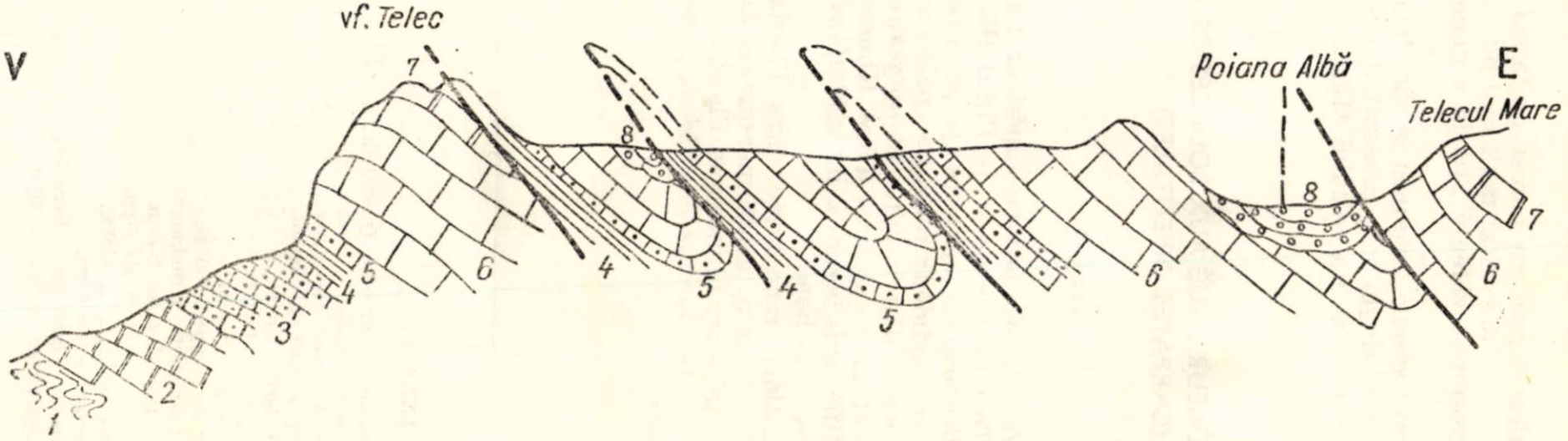


Fig. 3. — Schiță geologică prin Muntele Telec.

1, Șisturi cristaline; 2, dolomite — triasic; 3, calcare grezoase-dogger; 4, radiolarite — callovian-oxfordian; 5, calcare noduloase — kimmeridgian; 6, calcare recifale — tithonic; 7, calcare cu caprotine — urgonian; 8, conglomerate și marne — apțian-albian — cenomanian.

mentării, dezvoltarea calcarelor să nu fi fost uniformă peste tot, iar în zonele recifale calcarele să se fi dezvoltat mult mai puternic, ducînd astfel la această variație de grosime, evidentă atît în regiunea noastră, cît și mai la nord.

Din punct de vedere tectonic, regiunea se încadrează în stilul general al tectonicii sinclinalului Hăghimaș, prezentînd o structură în solzi, făcînd parte integrantă din structura solzului Hăghimașu Mare sau solzul de vest (fig. 3).

SUR LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR SITUÉ AUX SOURCES DE PÎRÎUL HĂGHIMAȘ (CARPATES ORIENTALES)

RÉSUMÉ

On décrit les dépôts du Jurassique supérieur bien ouverts sur le versant nord du mont Telec aux sources de Pîrîul Hăghimaș, ou l'on a pu séparer la succession lithologique suivante : jaspes à radiolaires — Callovien — Oxfordien ; calcaires noduleux rouges à épaisseur de 3—4 cm contenant de nombreuses formes d'ammonites et *aptychus*, calcaires gris à *Aspidoceras acanthicum* et grès calcaires d'âge Kimmeridjan ; calcaires massifs et calcaires stratifiés gris-blancs à intercalations de calcaires rouges richement fossilifères — Tithonic.

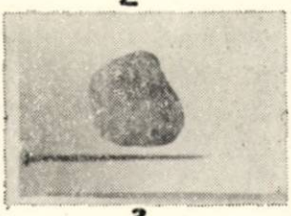
L'association faunistique rencontrée dans l'horizon des calcaires noduleux rouges détermine l'auteur à affirmer que ces derniers appartiennent au Kimmeridjan inférieur, tandis que l'horizon des calcaires gris appartient à la zone avec *Aspidoceras acanthicum*, bien connu dans la province méditérranéenne.

PLANȘA I

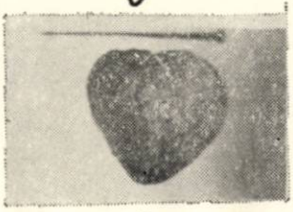
Fig. 1. — *Rhabdocidaris cylindrica* Quenstedt.
Fig. 2. — *Rhynchonela gemellaroi* Neum.
Fig. 3. — *Terebratula bouei* Zeuschner.
Fig. 4. — *Glossothyris nucleata* Schlot.
Fig. 5. — *Modiola lorioli* Zittel.
Fig. 6. — *Pygope janitor* Pictet.
Fig. 7. — *Neaera lorioli* Neum.
Fig. 8. — *Nerinea hoheneggeri* Peters.
Fig. 9. — *Nerinea strigilata* Struckman.
Fig. 10. — *Neaera transilvanica* Neum.
Fig. 11. — *Nautilus strambergensis* Opp.
Fig. 12. — *Chlamis subtextorius* Goldf.
Fig. 13. — *Phylloceras serum* Opp.
Fig. 14. — *Phylloceras ptychostoma* Benecke.
Fig. 15. — *Calliphylloceras manfredi* Opp.

1

2



3



4

5

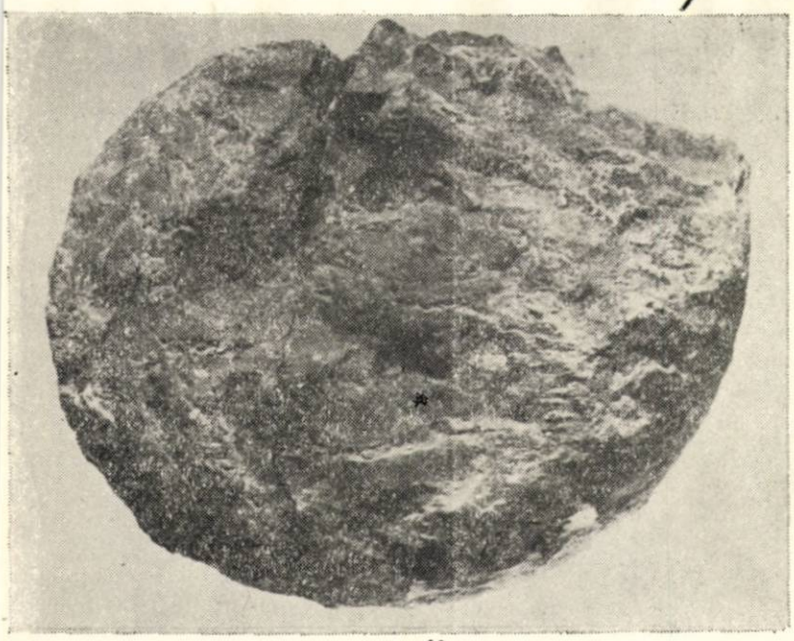
6

7

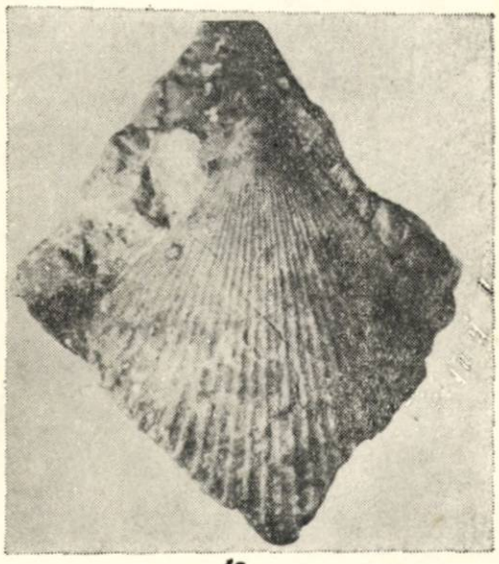
8

9

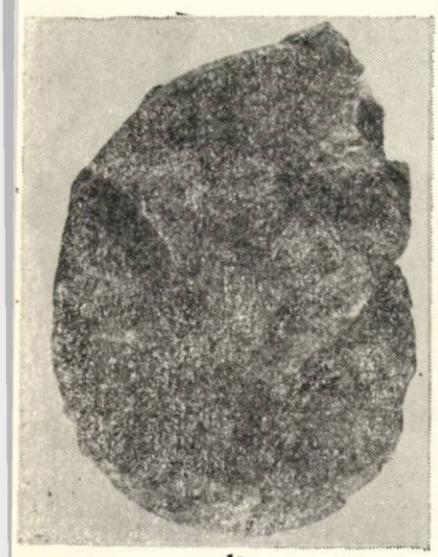
10



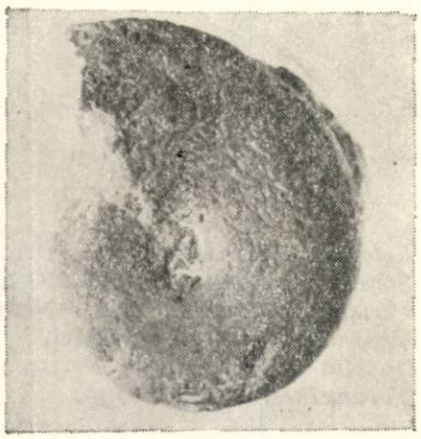
11



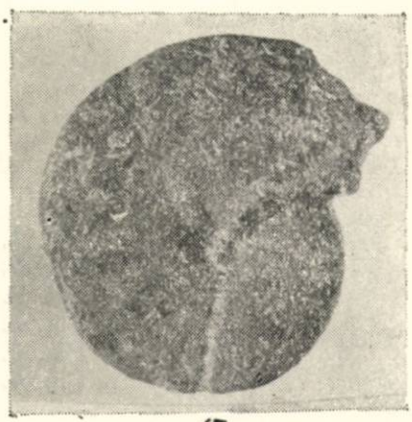
12



13



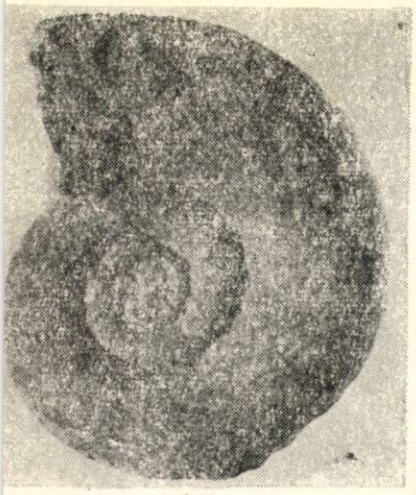
14



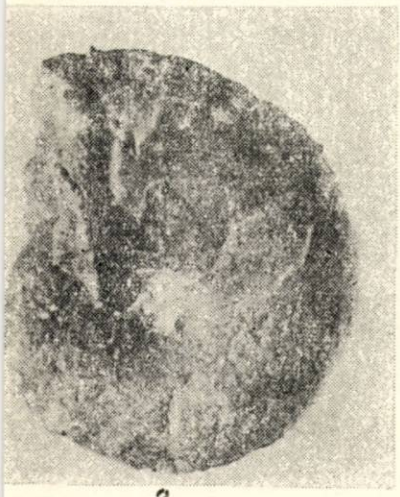
15

PLANŞA II

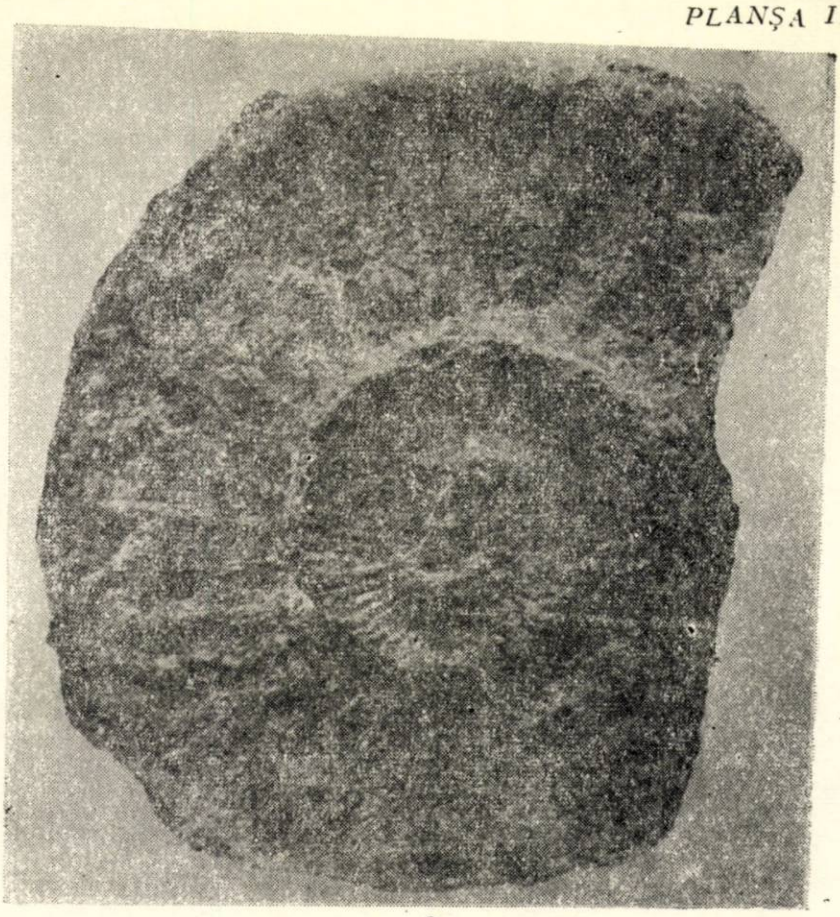
Fig. 1. — *Lytoceras quadrisulcatum* d'Orb.
Fig. 2. — *Sowerbiceras tortisulcatum* d'Orb.
Fig. 3. — *Perisphinctes metamorphus* Neum.
Fig. 4. — *Tysanolytoceras sutile* Zittel.
Fig. 5. — *Oppelia karreri* Neum.
Fig. 6. — *Taramelliceras kochi* Opp.



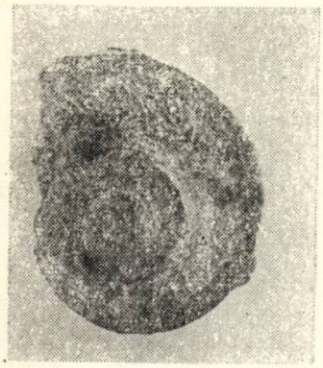
1



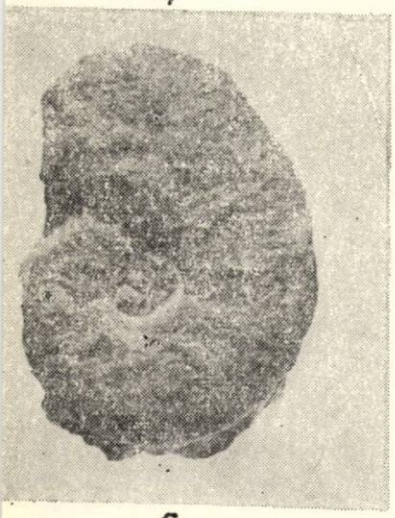
2



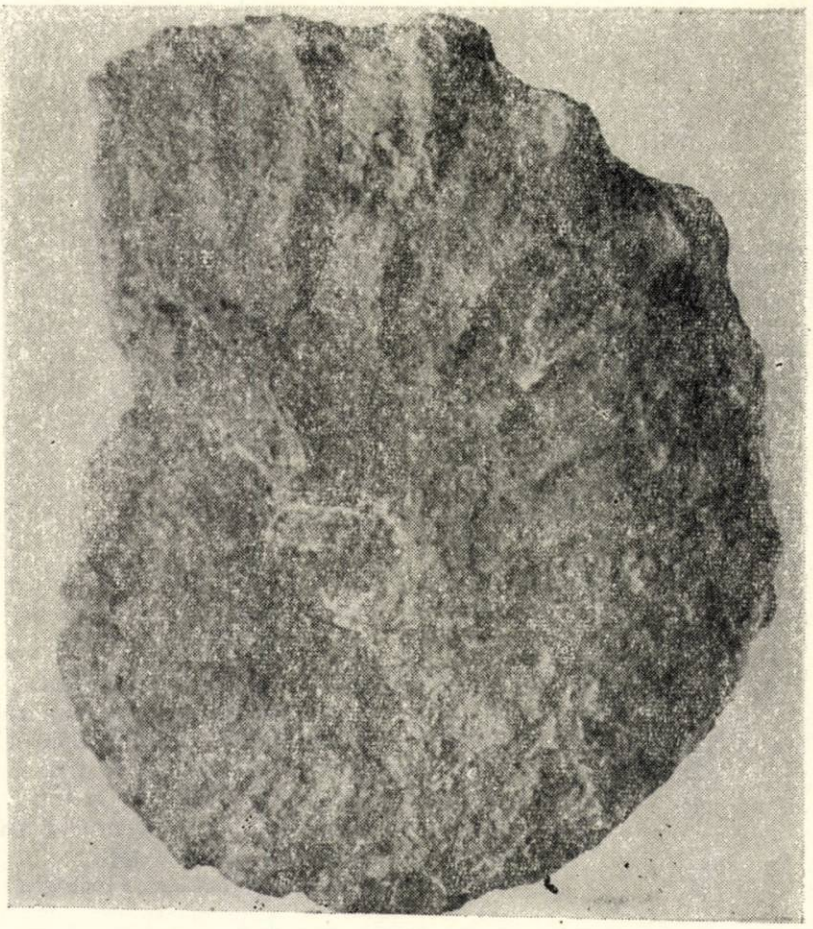
3



4



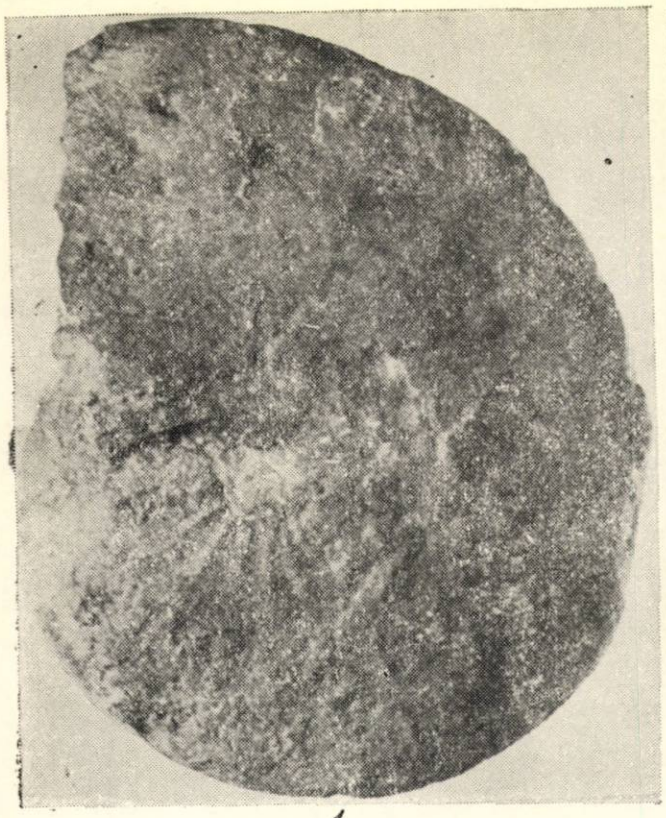
5



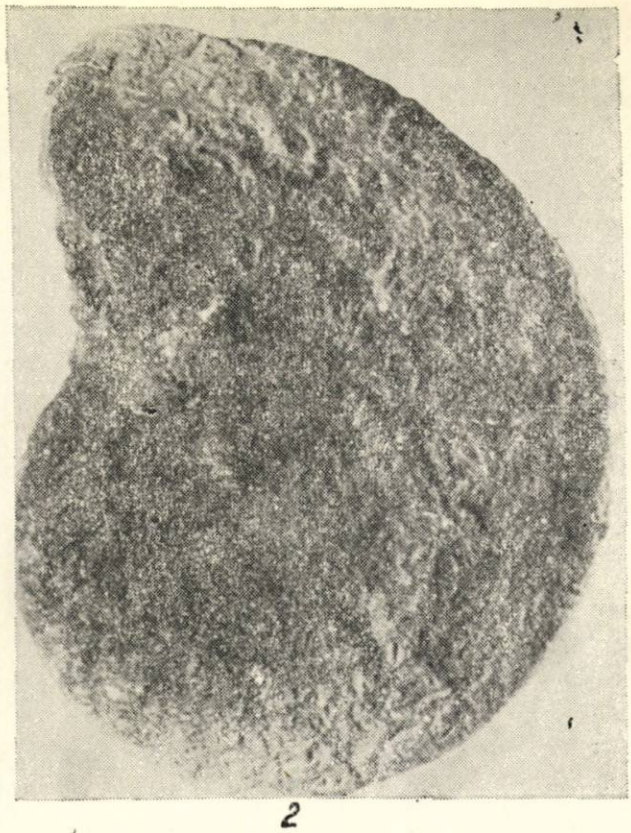
6

PLANŞA III

Fig. 1. — *Streblites tenuilobatus* Opp.
Fig. 2. — *Phylloceras saxonicum* Neum.
Fig. 3. — *Taramelliceras mikoi* Herbich.
Fig. 4. — *Streblites lytographicus* Opp.
Fig. 5. — *Cosmoceras nitidilum* Neum.
Fig. 6. — *Haploceras tenuifalcatum* Neum.
Fig. 7. — *Haploceras fialar* Opp.
Fig. 8. — *Aspidoceras bathori* Herbich.

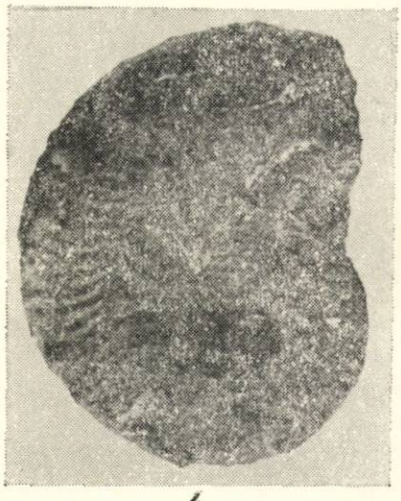


1

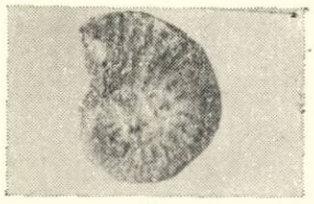


2

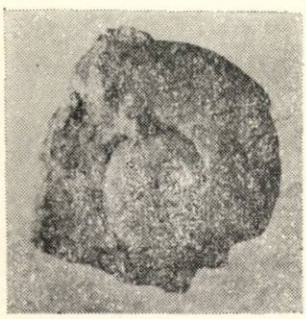
3



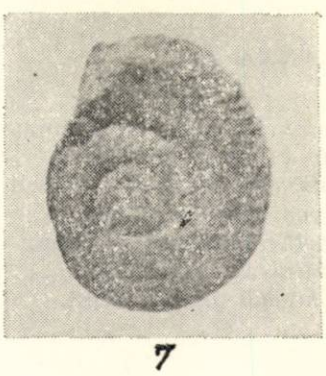
4



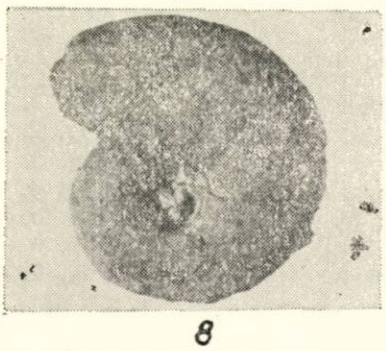
5



6



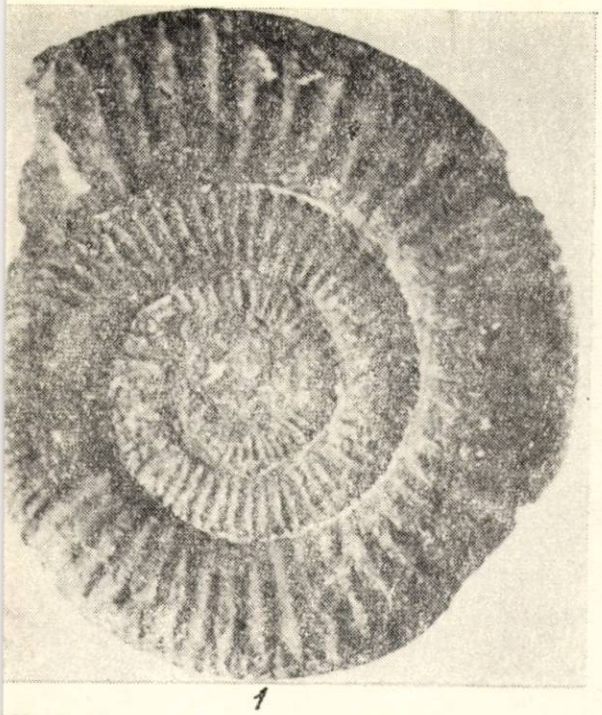
7



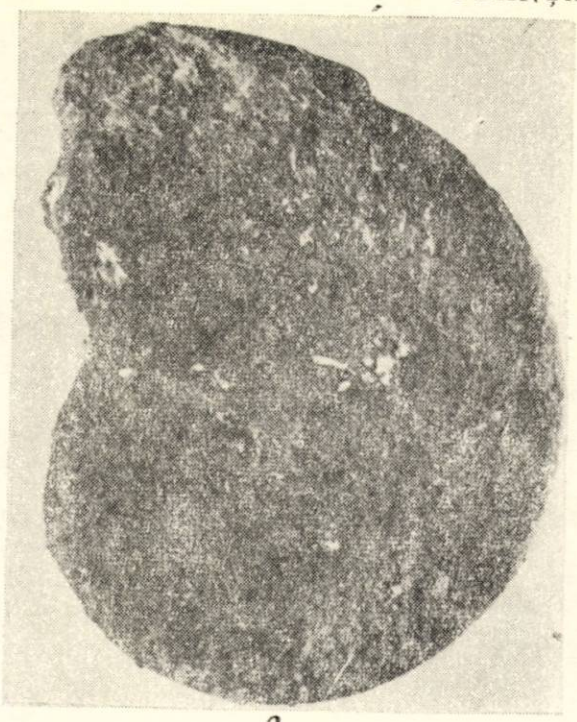
8

PLANŞA IV

Fig. 1. — *Perisphinctes plebejus* Neum.
Fig. 2. — *Oppelia erycina* Gemellaro.
Fig. 3. — *Perisphinctes hetaerus* Herbich.
Fig. 4. — *Lytoceras ulmense* Opp.
Fig. 5. — *Taramelliceras holbeini* Opp.
Fig. 6. — *Perisphinctes hospes* Neum.
Fig. 7. — *Perisphinctes lothari* Opp.



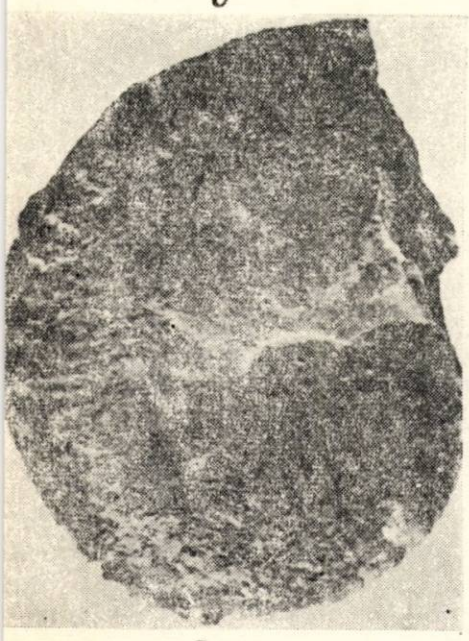
1



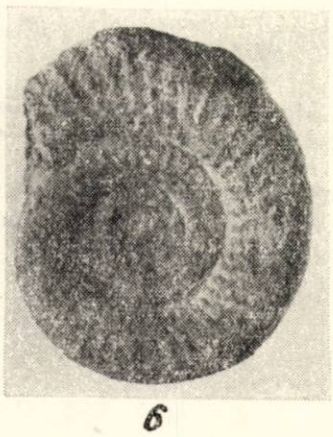
2

3

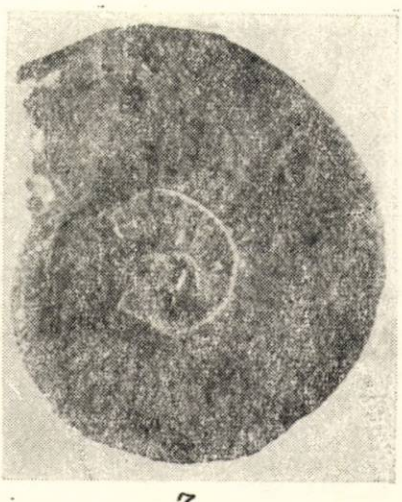
4



5



6



7

PLANŞA V

Fig. 1. — *Simoceras explanatum* Neum.
Fig. 2. — *Aspidoceras acanthicum* Opp.
Fig. 3. — *Perisphinctes platynotus* Reinecke.
Fig. 4. — *Virgatosphinctes jurumensis* Spath.
Fig. 5. — *Simoceras contortum* Neum.
Fig. 6. — *Catroliceras acer* Neum.

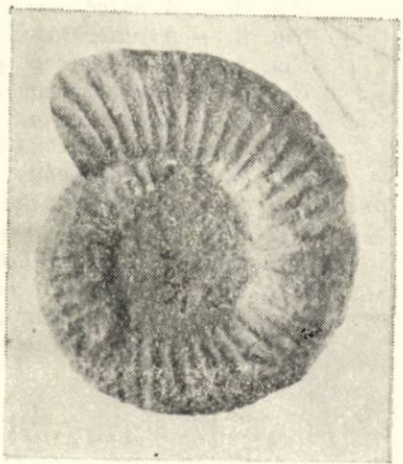
1

2

3

4

5



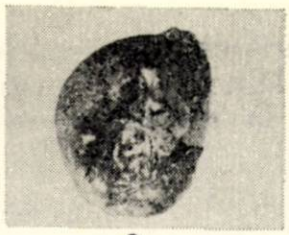
6

PLANȘA VI

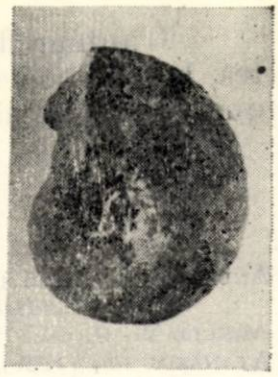
Fig. 1. — *Physodoceras cyclolum* Opp.
Fig. 2. — *Aspidoceras haynaldi* Herbich.
Fig. 3. — *Aspidoceras zeuschneri* Zittel.
Fig. 4. — *Physodoceras circumspinosum* Quenstedt.
Fig. 5. — *Laevaptychus latissimus* var. *vermipora* Trauth.
Fig. 6. — *Laevaptychus latus* Meneghini.
Fig. 7. — *Laevaptychus hoplisus* (Spath) var. *rugocincta laxopora* Trauth.
Fig. 8. — *Laevaptychus meneghini* Zigno.
Fig. 9. — *Lamellaptychus sparsillamelosus* Gumb.
Fig. 10. — *Lamellaptychus beyrichi* Opp.
Fig. 11. — *Laevilamellaptychus crassissimus* Haupt.
Fig. 12. — *Belemnites beneckei* Neum.
Fig. 13. — *Sphaerodus gigas* Agassiz.
Fig. 14. — *Sphaerodus tithonicus* Gemm.

1

2



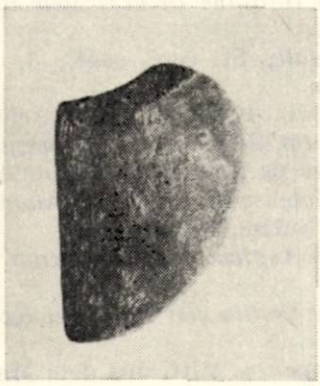
3



4

5

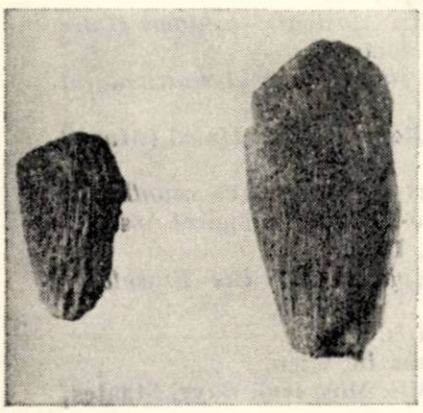
6



7

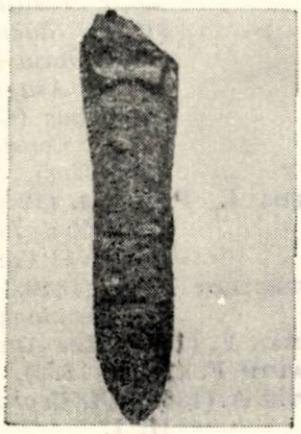
8

9

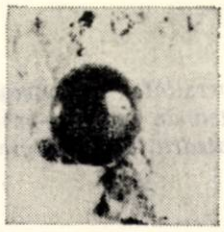


10

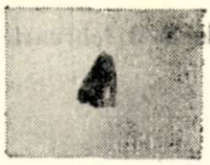
11



12



13



14

L'auteur décrit et représente de nombreux exemplaires d'ammonites, brachiopodes, lamellibranches rencontrés dans les dépôts du Jurassique supérieur de la région investiguée.

BIBLIOGRAFIE

Andjelkovic Z. M. (1963), *Biostratigraphie der Schichten mit Aspidoceras acanthicum in Karpato-Balkan*, Asoc. geol. carp.—balc., Congr. V, Bucureşti, **III/I**, Stratigrafie.

Arkell W. J. (1960), *A classification of the Jurassic Ammonites*, Journ. Paleont., **24**, 3.

Atanasiu Ion (1929), *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului*, An. Inst. geol. Rom., **III**.

Băncilă Ion (1941), *Étude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc (Carpathes Orientales)*, An. Inst. Géol. Rom., **XXII**.

Choffat P. (1893), *Déscription de la faune jurassique du Portugal, Classe de céphalopodes*, Traveaux Géol. Portugal.

Deschaseaux C. (1936), *Pectinides jurassiques de l'est de Paris*, An. Pal., **XXV**.

Douse P., Enay R. (1961), *Les Céphalopodes du Tithonique inférieur de la Croix de Saint Concors, prés de Chambery (Savoie)*, Trav. lab. geol. Lyon. N.S. 7.

Enay R. (1963), *La nomenclature stratigraphique du Jurassique términale, ses problémes, sa normalisation*, Bull. Trim. Serv. Inf. Géol. Bur. Rech. Geol. Min., **59**, Paris.

Favre E. (1877), *La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie*, Mém. Soc. Pal. Suisse, **IV**.

Filipescu M., Dragastan O. (1963), *Resturi de tintinide în depozitele tithonice şi neocomiene din R.P.R.*, St. cerc. geol., **7**, 3.

Filipescu M. (1967), *Geologia Carpaţilor Orientali*, St. cerc. geol., **3**.

Hauer E. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Wien.

Herbich Fr. (1878), *Das Szeklerland*, Mitt. Jahrb. K. Ung. Geol. Reichsanstalt, Budapest.

Jekelius E. (1922), *Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăghimaşul Mare in Siebenburgens*, Bul. d.l. Section Scientifiques de l'Academie Roumaine, Bucureşti.

Loriol P. (1876—1878), *Monographie paléontologiques de la zone à Ammonites tenuilobatus de Baden*, 2. part. Mem. Soc. Géol. Suisse, **III—V**.

Neumayr M. (1873), *Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum*, Abh. der K.K. Geol. R.A.V., 6.

— (1871), *Die Cephalopoden. Fauna der Oolithe von Balin bei Krakau*, Abh. der K.K. Geol. R.A.V., 2.

Oppel A. (1862—1863), *Über jurassichen Cephalopoden*, Mitt. aus dem Museum des Kgl. Bayr. Staates.

Pelin M. (1965). *Asupra brachiopodelor portlandiene de pe pîrîul Fagul Oltului, Culmea Piatra Roşie (Masivul Hăghimaş)*, An. Univ. Bucureşti, 2.

— (1967), *Studiul geologic al formaţiunilor mezozoice din Masivul Hăghimaş (între Lacul Roşu şi Piatra Unică*, autoreferat teză de doctorat.

— (1969), *Asupra depozitelor liasice şi doggeriene de pe flancul estic al sinclinalului Hăghimaş (C. Orientali)*, An. Univ. Bucureşti.

— (1971), *Consideraţii asupra tectonicii regiunii Lacul Roşu—Piatra Unică (Munţii Hăghimaş)*, An. Univ. Bucureşti.

Preda I., Pelin M. (1965), *Étude biostratigraphiques des couches à Aspidoceras acanthicum OPPEL de Lacul Roşu (Carpathes Orientales)*, Carpato-Balkan Geological Association, VII Congres, Sofia, September 1965, Reports, **II, I**.

Quenstedt F. A. (1849), *Petrefactenkunde Deutschlands. Die Cephalopoden. Die Brachiopoden*, Tübingen u. Leipzig.

Roman F. (1938), *Les Ammonites jurassiques et crétaeés*, **I, II**, Paris.

Trauth F. (1927—1936), *Aptychenstudien*, Ann. Naturist Museums in Wien.

Zittel A. (1868), *Die Cephalopoden der Stramberger Schichten*, Pal. Mit. Mus. Kgl. Bayr. Staates, **II, 1**.

Zittel A. (1870), *Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen*, Palaeontographica, **1**.

Primit în redacţie la 3 februarie 1975

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie
Catedra de geologie

INOCERAMI DIN TURONIANUL ŞI CONIACIANUL DE LA BRETELIN (STRATELE DE DEVA)

DE

DENISA LUPU

Într-o lucrare anterioară (M. Lupu, Denisa Lupu, 1967) a fost prezentată stratigrafia depozitelor cretacice superioare din regiunea Bretelin — Cherghes (sud de Deva), fără un studiu de detaliu asupra faunelor din această regiune.

În lucrarea de faţă, autorul îşi propune analiza paleontologică comparativă şi biostratigrafică a faunei de inocerami, cu intenţia de a aduce o completare a inventarului privind materialul de acest fel publicat pînă acum din formaţiunea stratelor de Deva. În baza succesiunii (fig. text 1) se dispune un orizont grezos, discordant faţă de calcarenitele de Fornădia, din care au fost recoltate cîteva exemplare de *Exogyra columba* (Lam.), fosil indicînd cenomanianul.

Urmează un pachet de marne grezoase care au furnizat exemplare de inocerami din grupul *I. labiatus* Schlotheim. A fost totodată identificată aici o microfaună de aceeaşi vîrstă, respectiv turonian inferior: *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. amabilis* Loeblich et Tappan, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *P. stephani turbinata* (Reichel), *P. delrioensis* (Plummer), *P. renzi* (Thalmann), *P. concavata* Brotzen, precum şi exemplare de amoniţi conferite speciei *Mammites nodosoides* Schloth.

Secvenţele următoare sînt predominant psamitice, cu gresii nesortate în pachete pînă la 6 m grosime. Acestora le succed cîteva nivele de gresii granoclasate, de la psamite pînă la aleuropelite, după care gresiile nesortate reapar.

Nivelele grezoase granoclasate înglobează intercalaţii de marne cenuşii din care a fost recoltată o asociaţie de inocerami de vîrstă turonian superioară (I. cf. *rotundatus* Fiege, I. *figei figei* Tröger, I. ex gr. *waltersdorfensis* Andert), precum şi exemplare de *Metaptychoceras smithi* Woods şi *Puzosia* sp. Partea superioară a acestora a oferit o asociaţie de inocerami de vîrstă coniaciană: *I.* (*Magadiceramus*) cf. *subquadratus* Schlüter, *I.* ex gr. *circularis* Schlüter).

Asociaţia de microfaună conţinută aici indică de asemenea turonianul superior-coniacianul: *Praeglobotruncana helvetica* Bolli, *P. delrioensis* (Plum.), *Anomalina* cf. *berthelini* Teu Dam, *Globotruncana lapparenti* (Brotzen).

Întreaga asociaţie de inocerami prezintă caractere de afinitate faţă de faunele de acest tip din turonianul şi coniacianul faciesului cu inocerami de tip saxon, în aşa fel încît, în totalitate, specimenele descrise pot fi încadrate speciilor de aceeaşi vîrstă din această zonă a Europei centrale.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 131–141, BUCUREŞTI, 1976

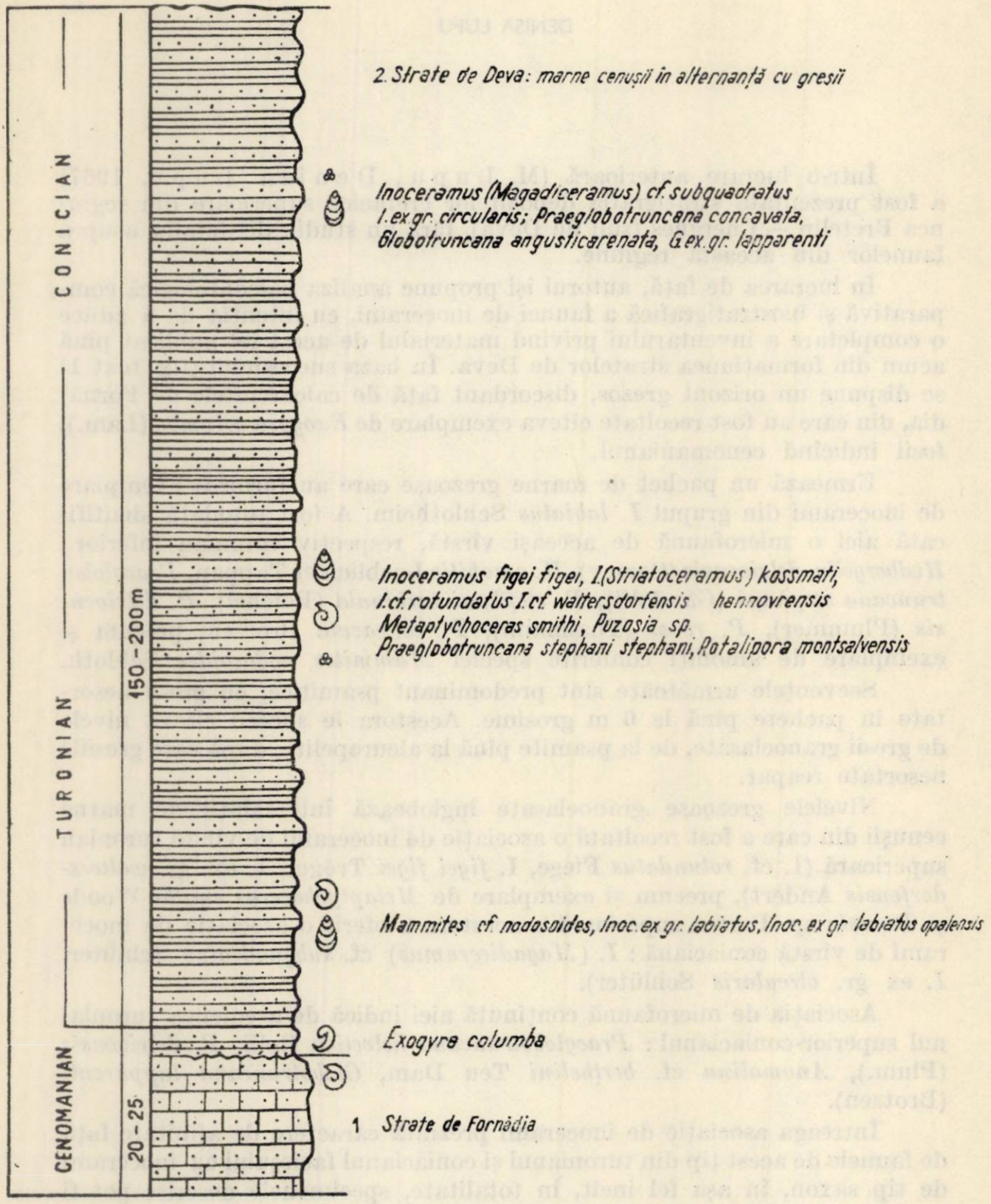


Fig. 1. — Coloana stratigrafică în stratele de Deva la Bretelin.

PARTEA PALEONTOLOGICĂ

Inoceramus sp. ex gr. labiatus Schlotheim

pl. I, fig. 1, 2

Cîteva exemplare, dintre care niciunul integral conservat, posedă o ornamentaţie asemănătoare speciei nominate, dar nu şi o convexitate a cochiliei corespunzătoare acesteia.

Zăcămînt: Dealul Scolii-Bretelin, turonian inferior.

Asociaţie: *Mammites* cf. *nodosoides* Schloth.

Inoceramus sp. ex gr. labiatus opalensis Böse

pl. I, fig. 3

Valva dreaptă. Exemplarul nu este integral conservat, dar elementele de ornamentaţie, forma ascuţită a umbonelui depăşind linia cardinală, precum şi forma generală a cochiliei, comprimată anteroposterior, justifică încadrarea lui la grupul speciei nominate.

O oarecare apropiere se poate face şi faţă de specimenele prezentate ca *I. dresdensis? labiatoidiformis* Tröger (K.A. T r ö g e r, 1967), în privinţa conturului valvei şi configuraţiei umbonelui. Diferenţa constă într-o mai strînsă arcuire a traseelor costale la acestea din urmă.

Zăcămînt: Dealul Scolii — Bretelin, turonian inferior.

Asociaţie: *Inoceramus* ex gr. *labiatus* Schloth., *Mammites* cf. *nodosoides* Schloth.

Inoceramus figei figei Tröger

pl. I, fig. 4

1872—1875 *Inoceramus cuvieri* Sowerby (pars) Geinitz, Elbthalgebirge in Sachsen, II, 48, pl. 13, p. fig. 6, non 7,8.

1872—1875 *Inoceramus striatus* Mantell (pars) Geinitz, *ibid*,., pl. 13, fig. 9.

1911 *Inoceramus labiatus* var. *latus* Sowerby (pars), Woods-Cret. Lammellibranchia of England, p. 284, fig. text 81.

1932 *Inoceramus inconstans* Woods, Heinz-Zur Gliederung der sächsisch-schlesisch-böhmischen Kreide, p. 31.

1967 *Inoceramus figei figei* Tröger, Tröger-Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), p. 105, pl. 11 fig. 3; pl. 13, fig. 14, 15.

Valva dreaptă. Deşi în linii generale specia aparţine grupului *I. inconstants* Woods, anumite constante morfologice au determinat pe autor de a fonda un nou taxon : cochilie aplatisată, umbone rotunjit, în jurul căruia se dispun fine striuri de creştere aproape semicirculare pe o distanţă de aproximativ 20 mm ; în rest ornamentaţia constînd din coaste aplatisate. În spaţiul intercostal se remarcă în cele mai dese cazuri linii fine care urmăresc conturul coastelor. Un şanţ de creştere separă aceste două

tipuri de ornamentaţie. Este frecventă confluenţa coastelor către marginea posterioară. Marginea anterioară rotunjită. Aripă posterioară de mică extindere, oblică. Toate aceste caractere aparţin şi exemplarului de la Bretelin.

Zăcămînt: Dealul Scolii — Bretelin, turonian superior.

Asociaţie: *Inoceramus* cf. *rotundatus* Fiege, *Metaptychoceras smithi* Schloth., *Puzosia* sp.

Inoceramus cf. rotundatus Fiege

pl. II, fig. 5

Specimenul atribuit acestei specii constituie numai un fragment de valvă stîngă, a cărei ornamentaţie este similară cu aceea a speciei nominate.

Zăcămînt: Dealul Scolii — Bretelin, turonian superior.

Asociaţie: *Inoceramus figei figei* Tröger, *Metaptychoceras smithi* Schloth., *Puzosia* sp.

Inoceramus waltersdorfensis troegeri n.ssp.

pl. II, fig. 6, 7

Prin forma moderat bombată şi comprimată anteroposterior a cochiliei, ca şi prin umbonele plasat median şi depăşind linia cardinală, noua subspecie se încadrează speciei *I. waltersdorfensis* Andert, 1911. Conform mai ales criteriilor de ornamentaţie, au fost separate cîteva subspecii ale acesteia.

Caracteristica subspeciei noi constă într-o costaţie diferită, ca şi într-o valoare diferită a unghiului γ.

Diagnoză: Valve moderat bombate, cu umbone median, depăşind linia cardinală. Zona apicală triunghiulară, fin striată. Comprimare anteroposterioară. Ornamentaţia constă dintr-o succesiune de anulării şi creste. Unghi γ 70°—85°.

Descriere holotipului:

Valva stîngă. Dimensiuni: L = 2 cm, H = 5 cm.

Unghi γ = 80°. Cochilie puţin bombată, umbone plasat simetric faţă de latura anterioară şi cea posterioară, depăşind linia cardinală. Ornamentaţie formată din creste cu o curbură strînsă, între care se intercalează striuri care, spre deosebire de coaste, nu ajung niciodată pînă la marginea cochiliei. Începînd de la umbone, pe o distanţă de 1 cm, se distinge o zonă de anulării.

Marginal, în partea posterioară a cochiliei se remarcă o depresiune bine marcată, de 4 mm lăţime

Locus typicus: Dealul Scolii — Bretelin, Munţii Apuseni de sud.

Stratum typicum: Marnele cenuşii de la partea superioară a succesiunii detritice, turonian superior.

Asociaţie: *Inoceramus figei figei* Tröger, *Metaptychoceras smithi* Schloth.

Derivatio nominis: specie dedicată paleontologului est-german K a r l A r m i n T r ö g e r, eminent cunoscător al faunelor de inocerami cretacici.

Noua subspecie este foarte apropiată de *I. waltersdorfensis hannovrensis* Heinz, de care diferă prin faptul că zona fin striată din vecinătatea umbonelui este mai puţin extinsă şi prin prezenţa depresiunii posterioare. Acest caracter morfologic aminteşte specia *Inoceramus afganicus* Sornay, dar, spre deosebire de aceasta, apare mai pregnantă.

Inoceramus cf. waltersdorfensis hannovrensis Heinz

pl. III, fig. 8

Deşi incomplet prin distrugerea zonei umbonale şi a marginii posterioare, exemplarul vădeşte o ornamentaţie foarte asemănătoare cu aceea a speciei nominate : cîteva striuri fine în apropierea umbonelui, pe o distanţă de 1,5 cm, se transformă în pliuri neregulate ascuţite (creste), în alternanţă cu striuri mai puţin fine decît cele din zona umbonală.

Forma generală a cochiliei este de asemenea apropiată de aceea a reprezentanţilor speciei nominate.

Zăcămînt: Dealul Scolii — Bretelin.

Asociaţie : *Inoceramus figei figei* Tröger.

Inoceramus (Megadiceramus) cf. subquadratus Schlüter

pl. III, fig. 9; pl. IV, fig. 10

Două specimene ale asociaţiei prezintă unele caractere morfologice conform cărora ar putea fi încadrate acestei secţiuni taxonomice : costaţie cu contur subcvadratic, prezentînd o anumită regularitate şi grad de aplatisare. Nu apare însă flexura posterioară a coastelor, specifică reprezentanţilor speciei nominate.

O altă caracteristică a celor două exemplare constă în prezenţa unor fine striuri perpendiculare intercostale, în special în părţile mediană şi inferioară ale valvei, particularitate care aminteşte specia *I. subquadratus complicatus* Heine.

Probabil este vorba de un nou taxon în grupul acestei specii, care să reprezinte partea inferioară a coniacianului, după cum pledează asociaţia cu un specimen din grupul *I. circularis* Schlüter.

Zăcămînt: Dealul Scolii — Bretelin, coniacian probabil inferior.

Inoceramus sp. ex gr. circularis Schlüter

pl. IV, fig. 11

Unghi apical 130°. Cochilie plată, coaste cu arcuire largă, rotunjite, concentrice. Costulele fine, intermediare nu apar. Partea cea mai convexă a valvei este cea anterioară, în apropierea umbonelui.

Zăcămînt: Dealul Scolii — Bretelin.

PLANŞA I

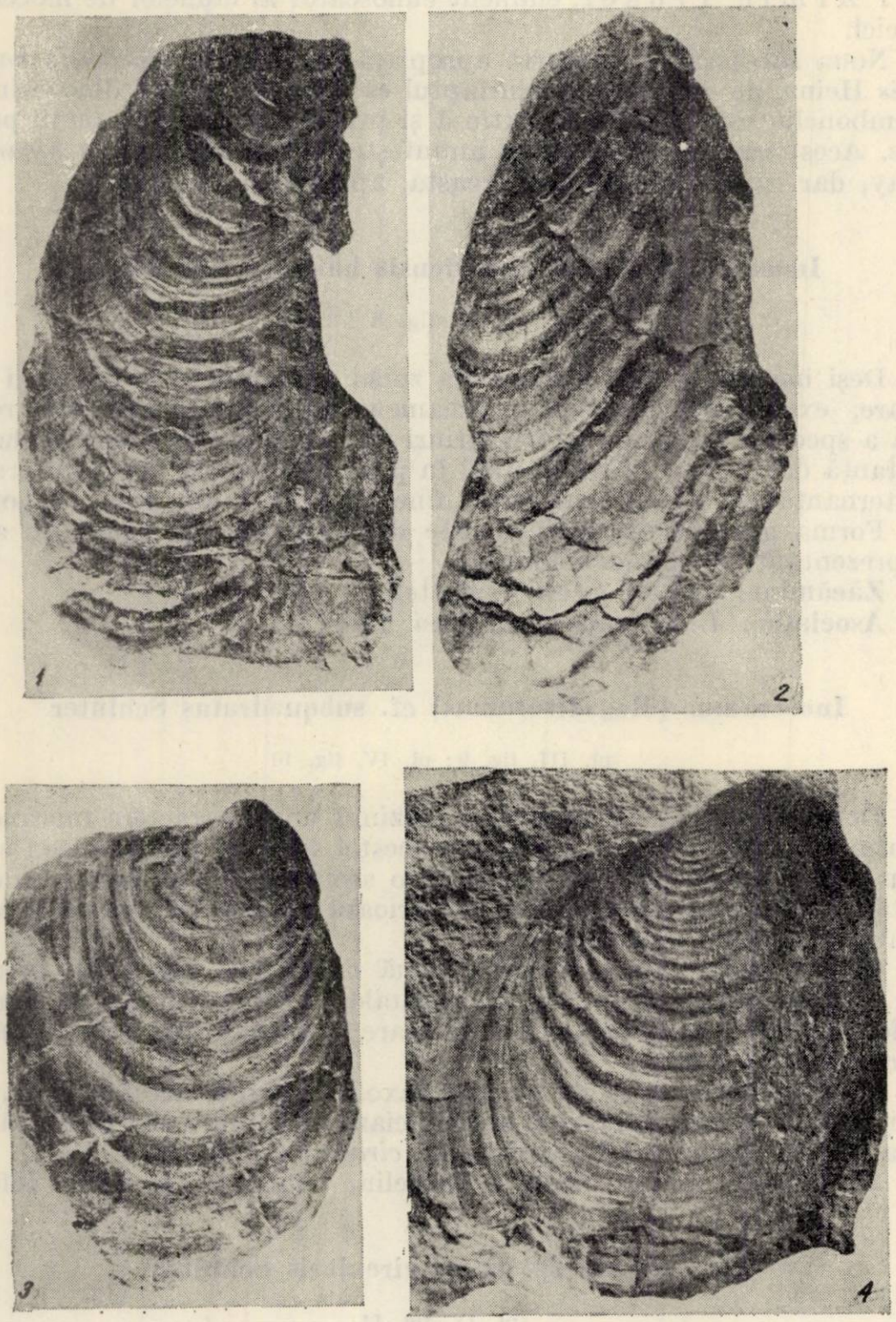
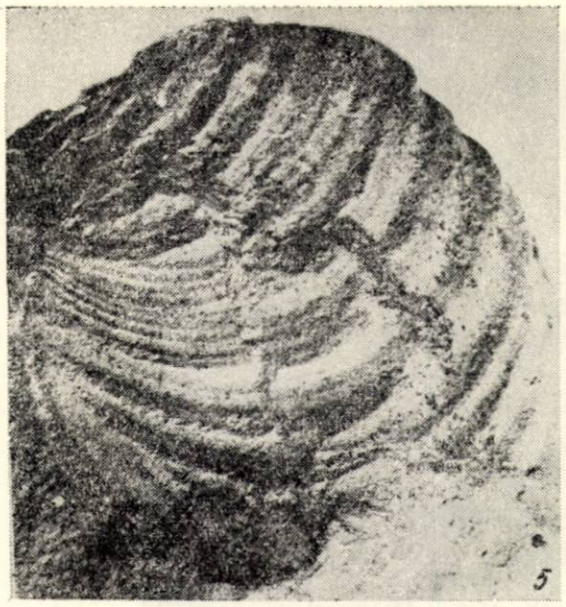


Fig. 1, 2. — *Inoceramus* ex gr. *labiatus* Schlotheim, 1,6×, turonian inferior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).
Fig. 3. — *Inoceramus labiatus opalensis* Böse, 2 ×, turonian inferior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).
Fig. 4. — *Inoceramus figei figei* Trőger, 1,6×, turonian superior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).

PLANŞA II



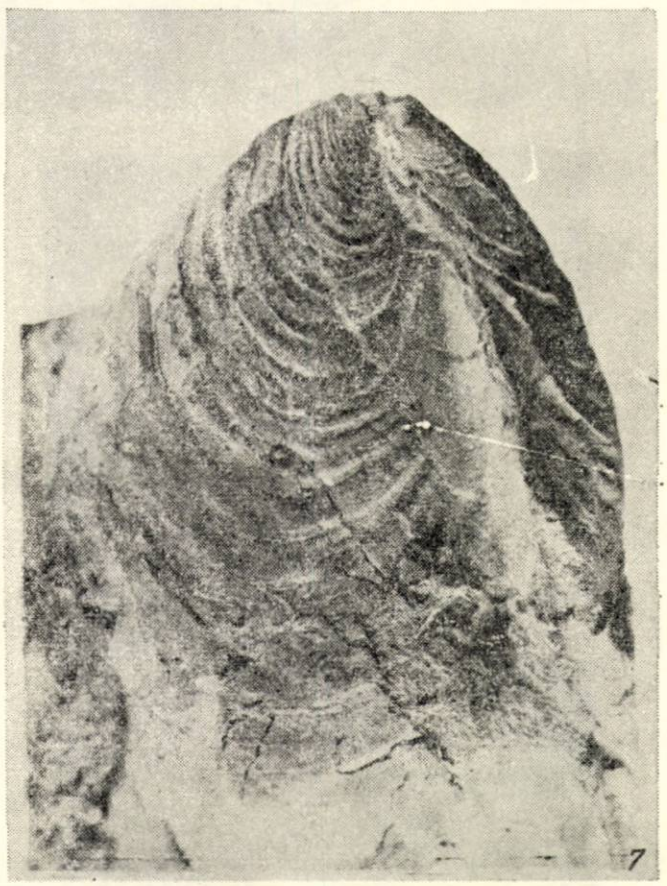


Fig. 5. — *Inoceramus* cf. *rotundatus* Fiege, 2×, turonian superior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).

Fig. 6. — *Inoceramus waltersdorfensis troegeri*, holotip, 1,6 ×, turonian superior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).

Fig. 7. — *Inoceramus troegeri* n.s.sp., 1,6×, ambele valve, paratip, turonian superior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).

PLANȘA III

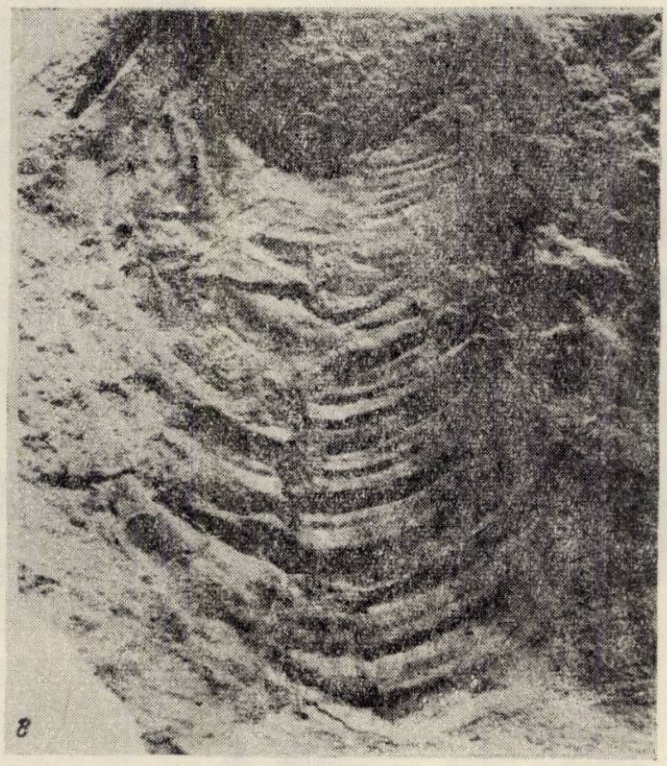


Fig. 8. — *Inoceramus* cf. *waltersdorfensis hannovrensis* Heinz, 1,6×, turonian superior, Bretelin (Munții Apuseni de sud).

Fig. 9. — *Inoceramus* cf. *subquadratus* Schlüter, 1,6×, coniacian, Bretelin (Munții Apuseni de sud).

PLANŞA IV

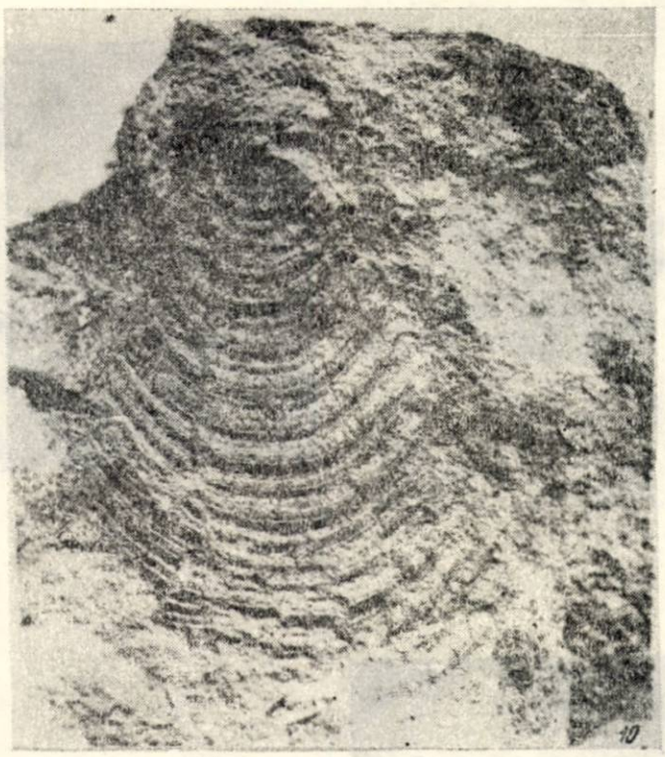


Fig. 10. — *Inoceramus* cf. *subquadratus* Schlüter, 2×, coniacian.

Fig. 11. *Inoceramus* ex gr. *circularis* Schlüter, 1,6×, coniacian, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).

PLANŞA V

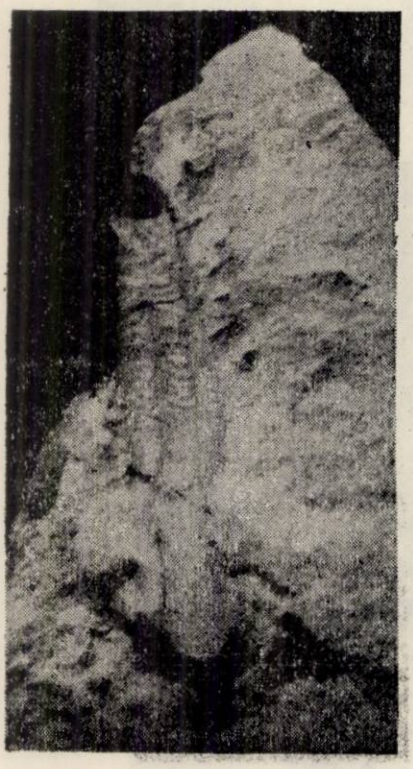


Fig. 12, 13. — *Mammites* cf. *nodosoides* Schlotheim, 1/1, turonian inferior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).
Fig. 14. — *Metaptychoceras smithi* Woods, 1/1 ×, turonian superior, Bretelin (Munţii Apuseni de sud).
Fig. 15. — *Puzosia* sp., 1/1×, turonian superior, Bretelin Munţii Apuseni de sud).

CONCLUZII

Specimenele de inocerami descrise indică întregul interval al turonianului, precum şi partea inferioară a coniacianului. Prezenţa exemplarelor de amoniţi şi asociaţiile de microfaună vin să sprijine valoarea biostratigrafică a faunei de inocerami. Fauna de inocerami reprezintă specii sau subspecii citate în faciesul cu inocerami de tip saxon.

LES INOCÉRAMES D'ÂGE TURONIEN—CONIACIEN DE BRETELIN (COUCHES DE DEVA)

RÉSUMÉ

L'auteur décrit une association d'inocérames d'âge Turonien-Coniacien, tout en remarquant l'affinité de celle-ci avec les faunes du faciès saxon.

Les exemplaires d'ammonites ainsi que l'association microfaunique indiquent le même âge.

BIBLIOGRAFIE

ANDERT H. (1934), *Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschen. III Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien*, Abh. preuss. geol. L A, N F, *159*, Berlin.

FIEGE K. (1930), *Über die Inoceramen des Obersturons mit besonderer Berücksichtigung der in Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen*, Palaeontographica, **73**, Stuttgart.

GOLDFUSS A. (1834—1940), *Petrefacta Germaniae*, **2**, Düsseldorf.

HEINE F. (1929), *Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emscher und unteres Untersenons*, Abh. preuss. geol. L A, N F, **130**, Berlin.

HEINZ R. (1928), *Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen Schale und ihre stratigraphische Bedeutung*, Mitt. min. geol. Staatsinst. Hamburg, **10**, Hamburg.

LUPU M., LUPU DENISA (1967), *Stratigrafia şi faciesurile depozitelor cretacic superioare din regiunea Bretelin-Cherghes*, D.S. **LII**, *2*.

SCHLÜTER CL. (1877), *Zur Gattung Inoceramus*, Palaeontographica, **24**, Cassel.

SEITZ O. (1965), *Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide.*, Beih. Geol. Jarb., **86**, *171*, Hannover.

SORNAY J. (1974), *Inocérames turoniens d'Afghanistan*, Annales de Paléontologie, **60**, *1*, Paris.

TRÖGER K. A. (1967), *Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon)*, Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol., **12**, Dresden.

WOODS H. (1911—1913), *A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England*, London.

Primit în redacţie la 1 decembrie 1975

Institutul de geologie şi geofizică

GENUL *ZAMPHIRIDACNA* ÎN PONȚIANUL MEDIU (PORTAFERRIAN) DIN MUNTENIA

DE

IOAN PAPAIANOPOL

Genul *Zamphiridacna* este unul dintre cele mai caracteristice elemente paleontologice pentru depozitele daciene din Bazinul Dacic, nivel stratigrafic la care se constată existența mai multor specii ale acestui gen, într-un număr destul de mare de exemplare. Posibilitatea prezenței genului *Zamphiridacna* nu numai în depozitele daciene, ci și în cele ponțiene a fost semnalată în mai multe rînduri. Astfel, I. Andreescu (1974) indică posibilitatea ca acest gen să fie prezent și în ponțianul superior. I.C. Motaș și I. Papaianopol (1975) au subliniat că unele genuri frecvente și caracteristice mai ales pentru dacian, cum sînt *Stylodacna* și *Zamphiridacna*, apar încă din ponțian. Recent am figurat două valve, pe care le-am atribuit genului *Zamphiridacna*, și care provin din depozitele ponțianului mediu (portaferrian) din zona cutelor diapire externe din Muntenia (I. Papaianopol, 1976, pl. III, fig. 7, 8). Atribuirea la genul menționat mai sus s-a făcut ținînd cont de posibilitatea modificării în timp a unor caractere generice ale genului *Zamphiridacna*, care ca și alte numeroase genuri de cardiacee frecvent întîlnite în depozitele postmeoțiene, ca *Prosodacna*, *Arcicardium*, *Chartoconcha*, *Pontalmyra*, *Plagiodacna*, a avut o evoluție rapidă într-un interval de timp relativ scurt. După opinia noastră, principalul caracter care permite separarea genului *Zamphiridacna* este alcătuirea șarnieri și în principal modul de apariție și dezvoltare a dinților laterali anteriori. Pe fiecare valvă aceștia se dezvoltă sub forma unor lame care pornesc din zona cavității subumbonale. Pe valva dreaptă această lamă se bifide, apărînd în acest fel doi dinți laterali anteriori, dar în acest caz dintele lateral anterior superior nu se dezvoltă independent, așa cum se observă la unele specii de *Prosodacna*, *Psilodon*, *Prosodacnomya*, *Pseudoprosodacna*, *Dacicardium*, *Tauricardium*, *Bosphoricardium* etc., ci își are originea în lama ce pornește din zona cavității subumbonale. În scopul obținerii unei imagini concludente asupra modului de apariție și dezvoltare a dinților laterali anteriori la genul *Zamphiridacna*, am sacrificat cîteva valve care ne-au demonstrat cele afirmate mai sus (pl. III, fig. 2). Aspectul particular al dinților laterali anteriori la *Zamphiridacna zamphiri* (specia tip a genului *Zamphiridacna* Motaș) a fost remarcat de G. Cobălcescu (1883), care a arătat că dintele valvei drepte îngust la bază se lărgește la partea superioară care este bifidă și că pe valva stîngă dintele este turtit și lung. Suzette Gillet (1943), care a considerat că specia menționată mai sus aparține genului *Stylodacna*, a sesizat prezența pe valva dreaptă a doi dinți stiliformi, pe valva stîngă existînd un singur dinte lateral anterior în formă de stilet.

Dezvoltarea dinților laterali anteriori sub forma unor lame ascuțite sau nu, la partea superioară am constatat-o atît la exemplarele provenite

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 21, P. 143–154, BUCUREȘTI, 1976

din depozitele ponţiene, cît şi la cele recoltate din dacian. Uneori aceste lame se pot îngroşa, caz în care lateralul anterior de pe valva stîngă şi lateralul anterior inferior de pe valva dreaptă devin mai masivi, însă şi în acest caz modul lor de apariţie este acelaşi.

În diagnoza pe care a dat-o pentru genul *Zamphiridacna*, I. Andreescu (1974) a indicat absenţa dinţilor cardinali pe ambele valve şi a celor laterali posteriori de pe valva stîngă. Materialul recoltat şi cercetat de noi ne-a arătat posibilitatea existenţei dinţilor cardinali la unele exemplare ponţiene şi a dintelui lateral posterior pe valva stîngă, deşi într-o formă rudimentară, la unele valve provenite din dacianul superior. Suzette Gillet (1943) a remarcat existenţa unui dinte cardinal obsolet la specia *„Stylodacna" zamphiri*. Pînă în prezent la nici unul dintre exemplarele găsite în dacianul superior şi cărora am reuşit să le degajăm şarniera nu am observat pe nici una dintre valve prezenţa, fie şi într-o formă rudimentară, a dintelui cardinal. Numai studiul unor exemplare tinere de *Zamphiridacna zamphiri* va putea arăta dacă dintele cardinal este prezent şi se reduce pe măsura dezvoltării ontogenetice sau dacă este cu desăvîrşire absent, indiferent de stadiul de creştere al cochiliei.

Ţinînd cont de cele expuse mai sus, precum şi de modul în care concepem volumul genului *Zamphiridacna*, considerăm că diagnoza acestui gen poate fi formulată în felul următor : „Valve de dimensiuni variabile, de la mici la mari, cu contur rotunjit, triunghiular-rotunjit, oval-rotunjit, trapezoidal sau ovaloid, cu umbonele înalt şi destul de lat, prosogir, ridicat deasupra marginii cardinale, costat dar necarenat. În funcţie de dezvoltarea părţii posterioare a valvelor acestea sînt mai slab sau mai puternic inechilaterale. Suprafaţa externă este acoperită de numeroase coaste plane sau uşor rotunjite în marea lor majoritate, separate de spaţii intercostale foarte înguste sau chiar liniare. Coastele anterioare sînt de obicei proeminente avînd secţiunea transversală rotunjită, triunghiular-rotunjită sau triunghiulară. Cîmpul posterior este în mod obişnuit lis, dar poate fi şi parţial costat. Şarniera valvei drepte este constituită de obicei din doi dinţi laterali anteriori (aceştia îşi au originea într-o lamă care pornind din zona cavităţii subumbonale se bifide) şi dintr-un dinte lateral posterior lamelar. Rareori pe valva dreaptă este prezent şi un dinte cardinal care apare sub forma unei protuberanţe alungite dispusă paralel faţă de marginile platoului cardinal. Şarniera valvei stîngi este formată de obicei numai dintr-un dinte lateral anterior, care îşi are originea într-o lamă ce porneşte de sub cavitatea umbonelui. Uneori pot exista pe valva stîngă atît un dinte cardinal care se dezvoltă sub forma unei îngroşări alungite, cît şi un dinte lateral posterior rudimentar. În unele cazuri dinţii laterali anteriori de pe ambele valve sînt mai masivi, dar modul lor de formare este acelaşi. Suprafaţa internă este costată pe o mare întindere, coastele interne ridicîndu-se mult în sus către zona cavităţii subumbonale. Impresiunile musculare superficiale. Linia mantalei slab imprimată, deseori indistinctă, fără sinus."

Specia de *Zamphiridacna* pe care am identificat-o în ponţianul mediu (portaferrian) a fost găsită în faciesurile nisipoase ale acestui interval stratigrafic în asociaţie cu *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörnes, *Parvidacna planicostata* Stevanović, *Phyllocardium planum stevanovivi* Marinescu, *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Pl. arcaeformis*

(Wenz), *Chartoconcha asaphiopsis* (Brusina), *Ch. candida* Papaianopol, *Congeria subcarinata* (Deshayes), *C. turgida* Brusina, *Dreissena stefanescui*, Fontannes, *D. simplex* Barbot.

Clasa **BIVALVIA**

Ordinul **HETERODONTA**

Suprafamilia ***CARDIACEA***

Familia **CARDIIDAE** Lamarck. 1819

Subfamilia **LIMNOCARDIINAE** Stoliczka, 1870

Genul **Zamphiridacna** I. C. Motaș, 1974

Specia tip: **Psilodon zamphiri** Cobălcescu, 1883

Zamphiridacna portaferrica Papaianopol sp. nov.

pl. I, fig. 1—10; pl. II, fig. 1—5

1976 *Zamphiridacna* sp.; Papaianopol, pl. III, fig. 7, 8

Holotip: nr. 13.217 pl. I, fig. 1, Colecția Institutului de geologie și geofizică, București.
Derivatio nominis: de la subetajul portaferrian
Locus tipicus: valea Trăistarului, satul Mîrlogea, jud. Prahova
Stratum tipicum: nivelul nisipurilor fine cenușii cu *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* H. Hörnes, *Parvidacna planicostata* Stevanović, *Phyllocardium planum stevanovici* Marinescu, *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Pl. arcaeformis* (Wenz), *Chartoconcha asaphiopsis* (Brusina), *Congeria turgida* Brusina, *Dreissena stefanescui* Fontannes, *D. simplex* Barbot

Diagnoza

Valve de dimensiuni mici, cu contur rotunjit sau oval-rotunjit, mai mult sau mai puțin inechilaterale, cu umbonele proeminent, prosogir, fin costat dar necarenat. Cîmpul anterior este acoperit de 20—27 de coaste plane separate de spații intercostale foarte înguste. Pe cîmpul posterior se găsesc 3—6 costule. Șarniera valvei drepte cuprinde doi dinți cardinali anteriori, un dinte cardinal rudimentar și un dinte lateral posterior. Valva stîngă are un dinte lateral anterior și un dinte cardinal mic. Linia mantalei foarte slab marcată sau indistinctă fără sinus.

Descrierea

Valve de talie mică cu contur rotunjit, oval-rotunjit sau chiar oval cu umbonele proeminent și destul de lat, fin costat dar necarenat. Vîrful umbonelui nu atinge marginea cardinală. Cochilia este inechilaterală, dar acest caracter se modifică în funcție de conturul valvelor, cele ovale

fiind mai inechilaterale decît cele rotunjite. Marginea cardinală are o ramură anterioară scurtă, dreaptă sau ușor concavă și una posterioară arcuată. La exemplarele cu contur rotunjit această ramură este accentuat convexă, la cele cu contur oval-rotunjit sau oval fiind mai slab arcuată. Marginea anterioară scurtă și puternic convexă se racordează cu marginea cardinală fie gradat, fie prin intermediul unui unghi obtuz rotunjit. Marginea inferioară arcuată se unește pe nesimțite atît cu marginea anterioară, cît și cu cea posterioară. Marginea posterioară dreaptă sau ușor arcuată se unește cu marginea cardinală fie treptat, fie printr-un unghi obtuz rotunjit foarte larg. Pe cîmpul anterior se pot număra 20—27 de coaste plane separate de spații intercostale foarte înguste, liniare. La exemplarele foarte bine conservate coastele anterioare sînt ușor rotunjite. Se constată de asemenea că pe cîmpul anterior primele coaste sînt observabile numai în partea superioară a acestuia, neatingînd marginea cochiliei. Cîmpul posterior are 3—6 costule subțiri, observabile în mod obișnuit numai în partea superioară a acestuia, jumătatea inferioară fiind în mod obișnuit lisă. Șarniera valvei drepte cuprinde doi dinți laterali anteriori, care se dezvoltă dintr-o lamă ce pornește de sub cavitatea umbonelui, un dinte cardinal mic ce apare sub forma unei îngroșări alungite dispusă paralel față de marginile platoului cardinal și dintr-un dinte lateral posterior alungit și subțire. Pe valva stîngă șarniera cuprinde un dinte lateral anterior stiliform și un dinte cardinal mic și alungit. De obicei, dinții laterali anteriori și în special lateralul anterior superior sînt ascuțiți la partea lor superioară. Pe ambele valve prezența dinților cardinali a putut fi observată numai la exemplarele foarte bine conservate. Suprafața internă este costată pe o mare întindere. Majoritatea coastelor interne, care sînt separate de spații adînci foarte bine delimitate, se ridică mult în sus ajungînd în zona cavității subumbonale. Multe dintre coastele interne sînt prevăzute cu un șanț median îngust și puțin adînc. Impresiunile musculare foarte superficiale, de formă rotunjită sau oval-rotunjită. Linia mantalei slab imprimată sau indistinctă fără sinus.

DIMENSIUNI (în mm) ȘI RAPORTURI

Lungimea (l)	Înălțimea (h)	Convexitatea (c)	Raporturi	
			h/l	c/h
16,9	15,0	5,9	0,88	0,39
17,1	15,6	6,2	0,91	0,39
17,2	15,2	6,8	0,89	0,44
15,8	14,9	6,3	0,94	0,42
17,2	15,8	6,5	0,92	0,40
17,6	16,1	6,4	0,91	0,39
15,0	14,2	5.7	0,95	0,40
19,1	15,9	6,0	0,84	0,38
14,8	14,5	5,6	0,98	0,37
16,1	15,0	5,8	0,93	0,38
18,5	15,9	6,8	0,86	0,43
16,3	15,0	5,8	0,92	0,38

PLANȘA I

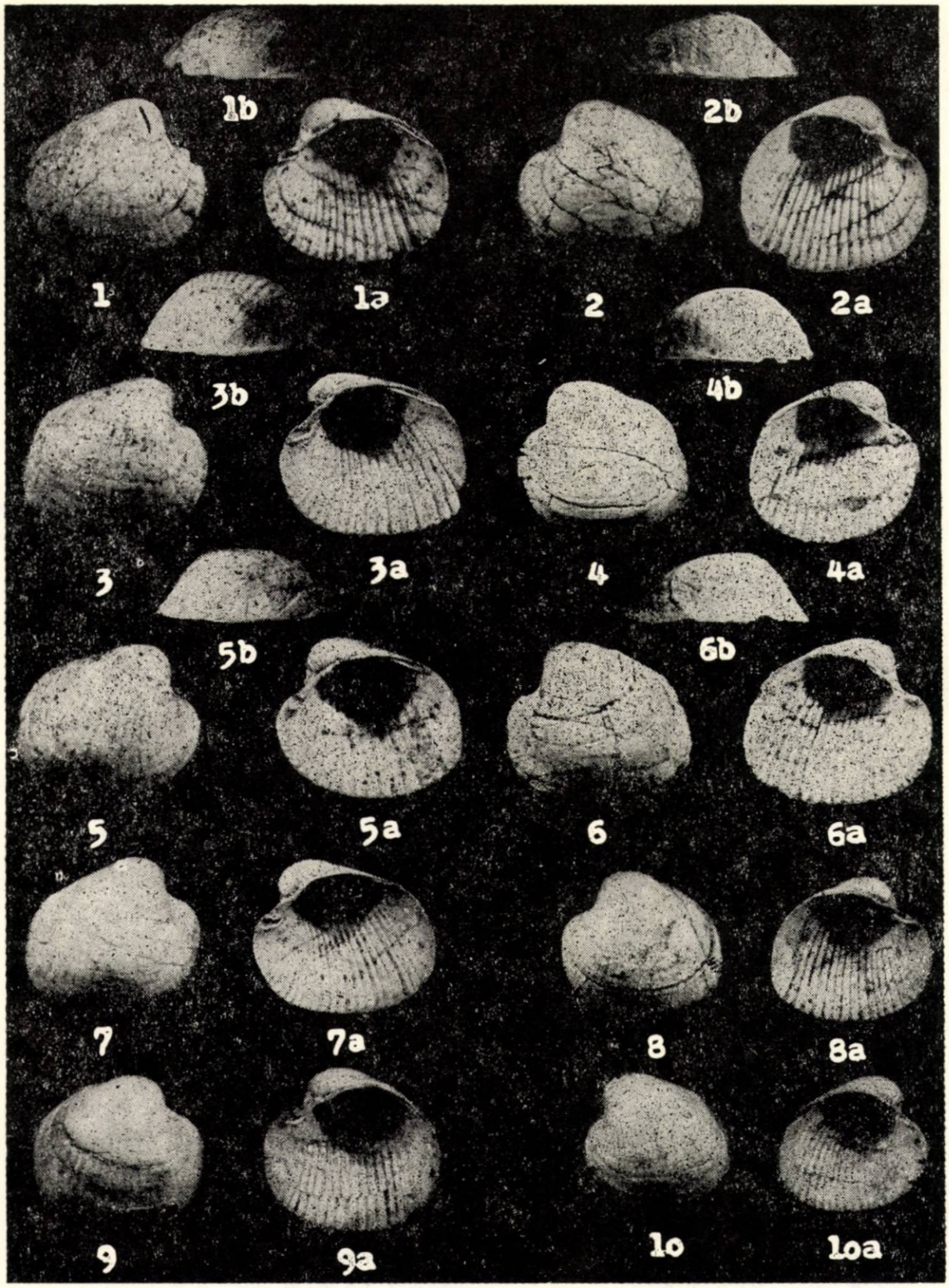


Fig. 1—10. — *Zamphiridacna portaferrica* sp. nov. (× 1,5), fig. 1, holotip, fig. 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, valea Trăistarului, satul Mîrlogea, jud. Prahova; fig. 4, Valea lui Cernat, comuna Călugăreni, jud. Prahova, ponțian mediu (portaferrian).

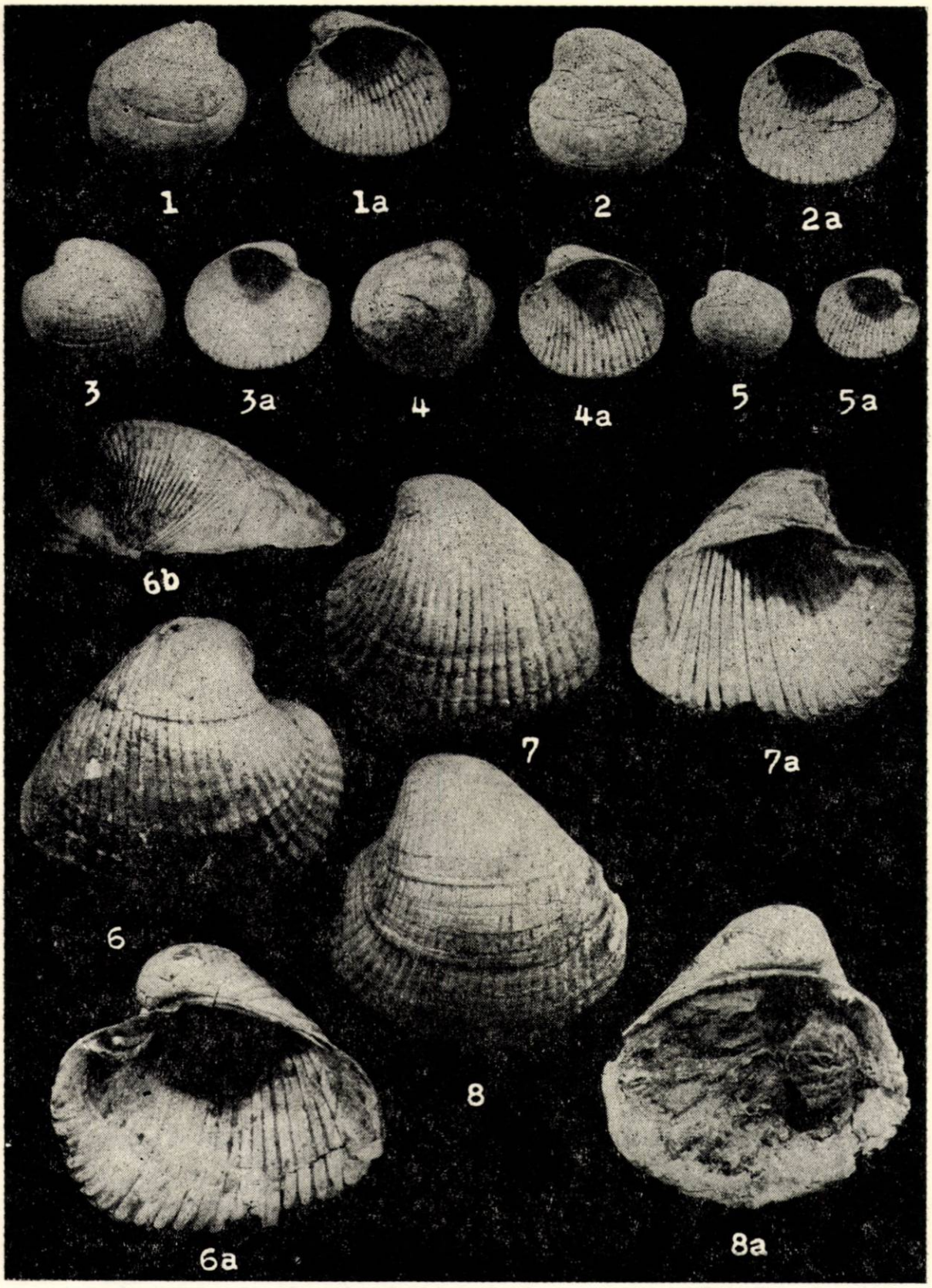
PLANȘA II

Fig. 1—5. — *Zamphiridacna portaferrica* sp. nov. (× 1,5), valea Trăistarului, satul Mîrlogea, jud. Prahova, ponțian mediu (portaferrian).

Fig. 6,7. — *Zamphiridacna zamphiri* (Cobălcescu) (× 1), dealul Vîrful Coastei, comuna Călugăreni, jud. Prahova, dacian superior (parscovian).

Fig. 8. — *Zamphiridacna* aff. *zamphiri* (Cobălcescu) (× 1), dealul Vîrful Coastei, comuna Călugăreni, jud. Prahova, dacian superior (parscovian).

PLANŞA II



PLANȘA III

Fig. 1. — *Zamphiridacna orientalis* (Sabba) (× 1), col. Jekelius, Seciuri, jud. Gorj, dacian inferior (geţian).

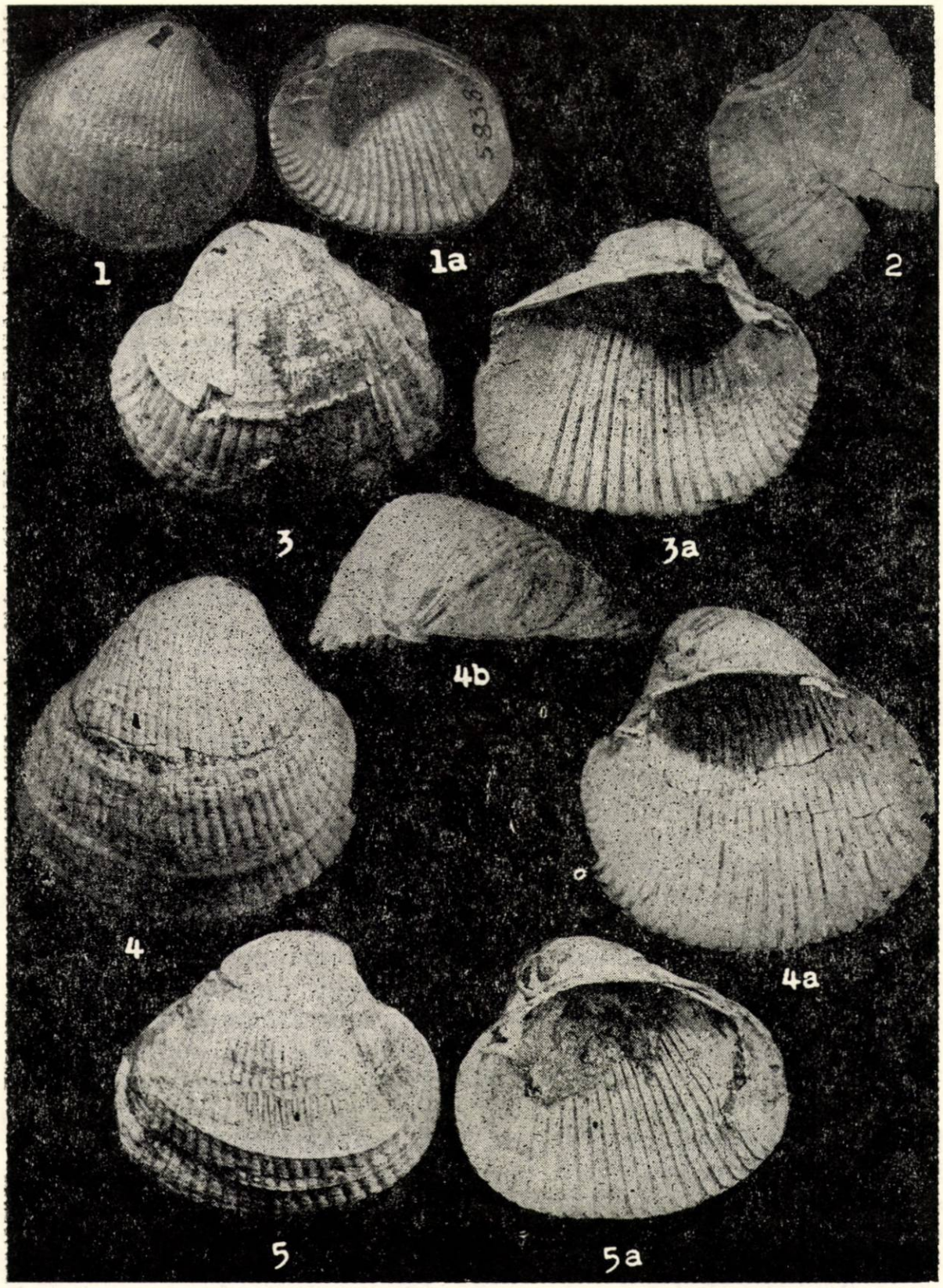
Fig. 2. — Caracterul dinţilor laterali anteriori de pe valva dreaptă pe un fragment de *Zamphiridacna* provenit din dacianul superior.

Fig. 3. — *Zamphiridacna* sp. (× 1), dealul Vîrful Coastei, comuna Călugăreni, jud. Prahova, dacian superior (parscovian). Se observă existenţa unui dinte lateral posterior rudimentar pe valva stîngă.

Fig. 4. — *Zamphiridacna* sp. (× 1), dealul Belciu Mare, valea Budureasca, jud. Prahova, dacian superior (parscovian).

Fig. 5. — *Zamphiridacna* sp. (× 1), dealul Vîrful Coastei, comuna Călugăreni, jud. Prahova, dacian superior (parscovian).

PLANȘA III



COMPARAȚII

Specia descrisă se deosebește de *Zamphiridacna orientalis* (Sabba) prin talia mai mică, prezența dinților cardinali și prin prezența costației pe cîmpul posterior. Se apropie însă de aceasta atît prin numărul și caracterul coastelor (20—24) la specia lui S a b b a, prin forma și gradul de dezvoltare a umbonelui, cît și prin modul de apariție și dezvoltare al dinților laterali anteriori pe ambele valve. Probabil că în momentul în care va exista un material paleontologic suficient asupra zamphiridacnelor din ponțianul superior (bosphorian) va putea fi sesizată existența unor forme de trecere între zamphiridacnele portaferriene și cele daciene. Variabilitatea intraspecifică a speciei descrise se manifestă în principal prin variații ale conturului cochiliei, lucru pus în evidență de valorile raportului h/l care oscilează între limite largi, raport care la exemplarele cu contur rotunjit are tendința de a deveni unitar. Restul caracterelor sînt identice, ceea ce justifică apartenența valvelor respective la unul și același taxon.

OBSERVAȚII

Dacă ținem cont de caracterele morfologice ale zamphiridacnelor ponțiene și daciene se poate constata că tendința evolutivă a reprezentanților acestui gen a mers constant în direcția creșterii taliei și a convexității valvelor, a reducerii totale a dinților cardinali și a dispariției costației de pe cîmpul posterior și extremitatea anterioară a celui anterior. Existența la nivelul dacianului superior a unor exemplare cu dinți laterali posteriori rudimentari pe valva stîngă nu trebuie să ne mire, dacă ținem cont de faptul că majoritatea covîrșitoare a genurilor de moluște salmastre au reprezentanți care printr-o serie de caractere se depărtează mai mult sau mai puțin de speciile tip ale genurilor respective. În ceea ce privește șarniera genului *Zamphiridacna*, elementele care se mențin constant sînt date de numărul și modul de apariție și dezvoltare a dinților laterali anteriori de pe ambele valve și de dintele lateral posterior de pe valva dreaptă. Dintele cardinal de pe ambele valve dispare pe parcursul dezvoltării în timp a genului *Zamphiridacna*, iar cel lateral posterior de pe valva stîngă apare foarte rar la indivizi ce pot constitui o ramură laterală de evoluție și dezvoltare, în cadrul genului respectiv. Ținînd cont de prezența dinților cardinali la exemplarele tinere de *Stylodacna* (I. A n d r e e s c u, 1974), precum și de caracterele șarnierei speciei pe care am descris-o mai sus, bănuim că este posibil ca genul *Stylodacna* Sabba să-și aibă originea într-o zamphiridacnă primitivă, caz în care zamphiridacnele portaferriene au putut evolua în două direcții : pe de o parte prin reducerea accentuată a alcătuirii șarnierei către genul *Stylodacna*, iar pe de altă parte prin conservarea principalelor elemente ale șarnierei către zamphiridacnele daciene. În ceea ce privește însăși originea genului *Zamphiridacna* credem că posibilitatea derivării sale din genul *Pseudoprosodacna* nu trebuie exclusă.

LE GENRE *ZAMPHIRIDACNA* DU PONTIEN MOYEN (PORTAFERRIEN) DE MUNTÉNIE

(RÉSUMÉ)

Le genre ***Zamphiridacna*** est un des éléments paléontologiques les plus caractéristiques des dépôts d'âge Dacien du Bassin Dacique, mais ses représentants se rencontrent aussi avec une fréquence beaucoup plus réduite, dans les dépôts d'âge Pontien. L'existence du genre ***Zamphiridacna*** dans les dépôts du Pontien moyen (Portaferrien) de Munténie a été signalée par nous (Papaianopol, 1976), à quelle occasion nous avons figuré deux valves. D'après notre opinion, le principal caractère qui permet de séparer le genre ***Zamphiridacna*** est la structure de la charnière et principalement le mode d'apparition et de développement des dents latérales antérieures. Sur les deux valves ces dents se développent sous forme de lames qui prennent naissance dans la zone de la cavité sous-umbonale. Sur la valve droite cette lame devient bifide, ce qui fait apparaître deux dents latérales antérieures.Tenant compte du caractère des espèces pontiennes et daciennes du genre ***Zamphiridacna***, ainsi que du mode dont nous comprenons le volume de ce genre, nous considérons que la diagnose du genre ***Zamphiridacna*** peut être formulée de la manière suivante : «Valves de dimensions variables, depuis les plus réduite jusqu'aux plus grandes, à contour arrondi, triangulaire-arrondi, ovale-arrondi, trapézoïdal ou ovaloïde, dont l'umbon haut est assez large, prosogyre, élevé au-dessus du bord cardinal, côtelé mais non caréné. En fonction du développement de la partie postérieure des valves, celles-ci ont les côtés plus ou moins inégaux. Sa surface est recouverte par de nombreuses côtes, planes ou légèrement arrondies, en majorité séparées par des espaces intercostaux très étroits ou même linéaires. Les côtes antérieures sont en général proéminentes, à section transversale arrondie, triangulaire-arrondie ou triangulaire. Le champ postérieur est d'habitude lisse mais il peut aussi présenter partiellement des côtes. La charnière de la valve droite est constituée le plus souvent de deux dents latérales antérieures (celles-ci ont l'origine dans une lame qui bifurque en partant de la zone de la cavité sous-umbonale et par une dent latérale postérieure lamellaire. Parfois, sur la valve droite, il y a aussi une dent cardinale qui apparaît sous la forme d'une protubérance allongée parallèlement aux bords du plateau cardinal. La charnière de la valve gauche est formée généralement d'une seule dent latérale antérieure dont l'origine se trouve dans une lame qui commence sous la cavité de l'umbon. Parfois, sur la valve gauche, il est possible d'exister en même temps une dent cardinale qui se développe sous forme d'un épaississement allongé ainsi qu'une dent latérale postérieure rudimentaire. Dans certains cas les dents latérales antérieures des deux valves sont plus massives, mais leur mode de formation est le même. La face interne présente des côtes sur une grande étendue, les côtes internes s'élevant beaucoup vers la zone de la cavité sous-umbonale. Les impressions musculaires sont superficielles. La ligne du manteau est faiblement imprimé, parfois indistincte, sans sinus».

Zamphiridacna portaferrica sp. nov.

Valves à dimensions réduites, le contour arrondi ou ovale-arrondi, à l'umbon proéminent et assez large, prosogyre, finement côtelé mais non caréné. Le bout de l'umbon n'atteint pas le bord cardinal. La coquille présente des côtés inégaux, mais ce caractère se modifie en fonction du contour des valves. Le champ antérieur de la face externe est recouvert par 20 à 27 côtes planes séparées par des espaces intercostaux linéaires. Les formes bien conservées ont les premières côtes antérieures légèrement arrondies. Le champ postérieur possède 3 à 5 petites côtes visibles, qui ne se trouvent d'habitude que dans sa moitié supérieure. La charnière de la valve droite est constituée par deux dents latérales antérieures; ceux-ci se développent d'une lame qui commence sous la cavité de l'umbon par une dent cardinale petite qui apparaît sous la forme d'un épaississement allongé disposé parallèlement aux bords du plateau cardinal et par une dent latérale postérieure lamellaire. La charnière de la valve gauche est formée d'une dent latérale antérieure styliforme et d'une dent cardinale petite et allongée. Sur les deux valves le dent cardinale n'a pu être identifiée que chez les exemplaires très bien conservés. La face interne présente des côtes sur une très grande étendue, les côtes internes atteignant ou dépassant la zone de la cavité sous-umbonale. Les impressions musculaires sont superficielles. La ligne du manteau est très faiblement marquée ou indistincte.

L'espèces décrite a été rencontrée dans les faciès sablonneux du Pontien moyen (Portaferrien), associée à *Limnocardium* (*Tauricardium*) *petersi* M. Hörnes, *Parvidacna planicostata* Stevanović, *Phyllocardium planum stevanovici* Marinescu, *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Pl. arcaeformis* (Wenz), *Chartoconcha asaphiopsis* (Brusina), *Ch. candida* Papaianopol, *Congeria turgida* Brusina, *Dreissena simplex* Barbot.

BIBLIOGRAFIE

Andreescu I. (1974), *Prosodacninae, a new subfamily of Lymnocardiids*, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr., Géologie, **18**, Bucureşti.

Cobalcescu G. (1883), *Studii geologice şi paleontologice asupra unor ţărîmuri terţiare din unele părţi ale României*, Mem. Geol. Sc. Milit. Iaşi, Bucureşti.

Gillet Suzette (1943), *Les Limnocardiides des couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. Geol. Rom., **IV**.

Motaş C. I., Papaianopol I. (1975), *Sur le Limnodacna du Dacien supérieur de Muntenie*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **19**.

Papaianopol I. (1976), *Faciesurile şi limitele Portaferrianului din zona culelor diapire externe dintre valea Cricovul Sărat şi valea Unghiului (jud. Prahova)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXII** (1974–1975), *5*, Stratigrafie.

Ştefănescu Sabba (1896), *Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et levantines*, Mém. Soc. Géol. France, Paléont., *4*, Paris.

Wenz W. (1942), *Die Mollusken des pliözäns der rumänischen Erdölgebiete*, Sencken., **24**, Frankfurt a Main

Primit în redacţie la 9 decembrie 1975

Institutul de geologie şi geofizică

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi şi executate în tuş, pe hîrtii de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea aceloraşi date în text şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu : G. M u r g o c i, 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale. Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

★

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite pe adresa Comitetului de redacţie.

ERATĂ

Pag.:	Rîndul:	În loc de:	Se va citi:
97	14 de jos	,,elemente verzi'' dobrogene descrise	,,elemente verzi'' descrise

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

* * * **Atlasul Republicii Socialiste România** Fascicula I, 8 pl., 1974, 200 lei. Fascicula II, 12 pl., 1975, 200 lei.

AURELIA BĂRBULESCU, **Stratigrafia jurasicului din vestul Dobrogei centrale**, 1974, 175 p., XLVI pl., 21 lei.

ŞERBAN-NICOLAE VLAD, **Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea**, 1974, 120 p., 40 fig., XVI pl., 11 lei.

OCTAVIAN CLICHICI, **Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu**, 1973, 180 p., 51 fig., XXIV pl., 14 lei.

I. GAVĂT, R. BOTEZATU, M. VISARION, **Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice**, 1973, 575 p., 393 fig., 41 lei.

GR. POP **Depozitele mezozoice din Munţii Vilcan**, 1973, 156 p., 36 fig., 13 pl., 11 lei.

1976 OKE 91

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, t. 21, P. 1—154, BUCUREŞTI, 1976

I. P. Informaţia — c. 1222

43885

Lei 40.—